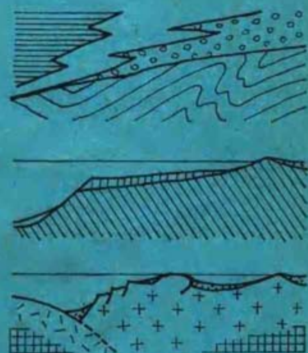
高等学校教学参考书

地史学和地层学研究方法

〔法〕布 兰 著



地质出版社

高等学校教学参考书



地史学和地层学研究方法

巴黎第六大学副教授
J.布 兰 著

郭 步 英 等译
陆 恩 泽 校







地 质 出 版 社

内 容 简 介

本书是作者长期从事地层学和地史学教学工作的总结。书中详细叙述了地层学与地 史学的研究方法，以获得准确的地质资料，进而分析解释地质事件的发展演化过程。全书 共五篇十二章。从地层的最基本的层理谈起进而论及地层年代方面的问题及其研究方法；又逐次谈 到沉积环境及其研究分析方法；海进、海退、造山运动和地层学的关系等。最后谈到古 地理和古地理的演变及古地理的重建，各种地层图件的编制等等。对上述内容，从基本概念到具体工 作方法都作了比较详细的叙述。凡从事地质工作的人员都值得一读。

Méthodes de la stratigraphie et géologie historique

J. Boulin

〔法〕 Masson 出版社出版 1977

地史学和地层学研究方法

〔法〕 J. 布兰著

郭步英等译

陆恩泽 校

地质矿产部教材编辑室编辑

责任编辑：赫祥安

地质出版社出版

（北京西四）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：787×1092 1/16 印张：12 字数：273,000

1983年9月北京第一版·1983年9月北京第一次印刷

印数：1—3,950册 定价：1.60元

统一书号：15038·教160

译 者 的 话

地史学历来是地质学中理论性较强的综合性学科。随着现代科学技术在地质学中的广泛应用，必然推动地史学的理论向前发展。因此，地质学者必须能够正确使用地层学与地史学的各种研究方法，以获得尽可能多的地质资料，并进行科学的分析与概括，这是十分重要的环节。

本书是作者J. 布兰长期从事地层学与地史学教学工作的总结。书中详细叙述了地层学与地史学的原理和各种研究方法。类似这样的专门著述，在国内尚属少见，很有借鉴的必要。本书的翻译出版，为我国地质院校师生提供参考教材；另外，对于一般从事地质生产实践和科学研究的同志们说来，也是一本有益的参考书。

整个翻译工作由郭步英、黄乃和、陈忆元共同完成，分工如下：第一、二、六、七、八、九、十、十一章由郭步英译；第三、四、五章由陈忆元译；第十二章由黄乃和译。全书译稿由陆恩泽校对。另外，在翻译过程中，曾得到武汉地院古生物教研室徐桂荣、丁梅华老师、区地教研室杨森楠老师以及武汉地院北京研究生部杨遵仪、郝诒纯教授的热情帮助，译稿由翁发和陈晓荣同志誊清。由于我们水平所限，书中疏误之处，欢迎读者批评指正。

译者　1982年9月

前 言

本书是为大学地质专业一、二年级学生、为参加中学教师甄别考试或自然科学会考的大学生、以及为从事中等教育的教师编写的。对于上述读者，从古地理演化过程这方面讲，地层学是个紧密相关的教学环节。懂得历史地质学的主要研究成果的取得过程和怎样可以取得这些成果对于他们来说都是很重要的。

这是一本面向地层学实际问题并适合于大学生、年轻的研究者、非专门家水平的读者所用的专业教材，它就是为这些读者编写的。目前，还缺少这一类的法文教材。但是，另一方面，它并不是一部内容极其详尽的关于地层学原理和方法的专著，不是为地质学实际工作者和要求进一步提高理论水平的研究者使用的古地理学专著，他们在这方面可以阅读一些更完整的、虽然出版较早、但属于经典性的英文著作。

十年来，作者曾先后在巴黎理学院和皮埃尔-玛丽·居理大学为指导地球科学的大学生和准备取得自然科学方面中学教师合格证书会考的学生讲授这门课程，这些学校的学生对本书的编写曾给以很大的帮助。作者也感谢G. Lucas教授领导下的历史地质学实验室的同事们，他们分担了这门课程的教学任务，特别是F. Bourrouilh、E. Bouyx、D. Bureau、B. Cabanis、M. Colchen、A. M. Mangin和Ph. de Peyronnet。此外，还应该感谢P. Cros，他曾提供了许多关于沉积作用条件和沉积环境方面的较新的参考资料，目前，为了获得一个令人满意的古地理景象，这些知识都是必须掌握的。

在这样的一本教材中，理应提到在其它合乎教学要求的著作、专著或者老的、新的各种科学刊物所发展了的、为数极多的理论。然而，要想在这本书中把所有这些著作、专著和刊物都一一列举出来是不可能的。本书只是把其中一些主要参考资料列在导论之后或者各篇的后面。最后，本书的编写可以说是一个大胆的尝试，因为论著主题的范围极其广泛，地质学界也许会对此提出严厉的批评。况且，作为一种教材，编写这样的著作作者首先就必须估计到知识的有限，在叙述事实、提出解释、描写事态或者综合问题时，上述知识不足的情况就会表现出来，各方面的专家会认为作者此举是鲁莽的甚至是错误的。当然，为了使本书对读者有益，对这个大胆的尝试所提出客观的评价还是很有必要的。

导　论

历史地质学的主旨在于描写和理解地壳的历史。为此，必须依次描述组成地壳的物质和沉积地层，揭示、鉴别和恢复一些现象（这些物质及沉积地层有时就带有这些现象的标志），确定这些现象在时间上和空间上所处的位置。最后用证据来阐明这些现象并理解这些现象的发生时期的先后，在这样做的时候，当然需要承认地球的现状可以解释它的过去，并且认为在过去的时间里，使得地质现象发生的那些自然因素始终是保持一样的性质和强度的，也就是说，是站在均变论的观点上的，这种观点要求物理化学法则具有稳定不变性。

因此，岩石学家在研究火成岩的起源、试图恢复火成岩演化阶段及其侵位模式、或者在研究变质岩历史的时候，沉积学家在观察那些同沉积物的机械作用密切相关的沉积岩的时候；构造学家在观察岩石及沉积地层随着时间和空间的不同而改变的情况的时候；地球化学家在探讨岩石中每种化学元素的特殊命运的时候；古生物学家在描述那些由沉积物所提供的已经消逝的生物、研究这些生物由于过去地理环境的不同而改变其分布的情况并重建其演化过程的时候；古海洋学家在寻找已消逝的海洋的时候，他们所从事的工作都属于历史地质学的范畴或者是它的分支。因此，历史地质学构成了地质学的主要学科，它是各种地质学科的综合和概括。

地层学是一门研究那些相互连续的层状沉积岩及其相互关系、并且借助于对现代大陆和海洋环境的知识试图了解沉积岩的成因和历史意义的学科。因为沉积岩的每一组分都反映一个复杂的事件，所以整个沉积岩层就成了一组宝贵的、取之不尽的信息，在这些信息中记录着十多亿年来地球演化的大部分事实，只要能够辨认出这些信息，就足以判明这种演化的过程。

因此，地层学者在从岩层几何学、沉积学及沉积环境（即岩性地层学）等方面对沉积地层进行了岩相学和岩性学的研究以后，就能够鉴别出许多指示着地球历史的事实，特别是查明这个历史中的一些主要事件，像海进、海退、山脉的形成、海洋的产生及随后消逝的情况。同样地，在研究了含有化石的成层的沉积地层并根据这些研究结果得出生物历史发展的规律，即进行了生物地层学的研究以后，就能够确定这些事件发生的先后次序，判断它们在空间上的影响范围和它们在时间上的先后顺序。另外，根据古沉积物的岩相、岩性特征及所含古生物特征就可以进行每个观察点的岩层剖面的对比，判断这些事件的影响范围及延续时间；然后，在判断了自从某些矿物或某些岩石形成以来所经历的时间后，就能够以百万年为单位来表示地质时间，并且使之根据已了解的较早的动物群而了解过去的沉积物地质史和那些所含古生物遗体被变质作用或岩浆作用破坏了的沉积物的地质史。最后，在获得了这些在沉积地层中留下了迹象的地质事件在时间上和空间上相联系的资料以后，地层学者就能够恢复过去的地理面貌，确定古地理的演变过程并根据其它地表历史事件与后者的关系面确定它们发生时期的先后。因此，在影响历史地质学的各个学科中，地层学占据着优先的位置，由于地层学所特有的综合性，它成了其它各学科之间的联系者，并且

成为这些学科的基本组成部分。

因此，地层工作者是在依次地或者同时地利用地质制图学和沉积岩岩性的资料，沉积学和海洋学的资料，地球物理学和地球化学的资料，古生物学和古生态学的资料等进行工作的。当然，每一门学科都有各自不同的研究目标，但它们具有共同的方法、工具和技术。在用这些技术、工具和方法把自己武装起来以后，地层学者就可以从研究局部地方的地层剖面开始，进行越来越广泛的对比，逐步扩展其调查和思考的范围，从一个局部地区的剖面到另一个局部地区的剖面，从一个地区到另一个地区，从一个大陆到另一个大陆，甚至，从最近的海底地质学的进展情况看来，今后的地层调查工作还可以从大陆向大洋领域扩展。因此，地层工作者是通过相继的一个个阶段按照他所认为的最适合于自己的研究目的的顺序、采用一种越来越扩大研究范围的连续比较、概括的方法来进行工作的，他所采用的方法是一种阶段式的循序而进的综合的方法。

参考书目

所选定的主要参考书目列在本书的末尾。另外，在每一部分的后面也都列出了与这一部分题材有关的、更详细地阐明了这一部分题材的主要出版物，特别是其中的附图或中心思想曾被本书引用的那些出版物。

目　录

第一篇　沉积岩层的层理

第二篇　地质年代学和地层学

第三篇　现代和过去的沉积环境

第四篇　海侵、海退、造山运动和地层学

第五篇 古地理和古地理的演化

第一篇　沉积岩层的层理

连续的沉积物经常以互相区别并彼此叠置的方式进行堆积，这样堆积起来的层状物称作岩层。当侵蚀作用使硬岩层组成的地形突出，而对较软的岩层则四下或者当连续的沉积岩的这一层与那一层具有不同的颜色或覆盖着不同植被的时候，地表的这种情况就更容易被辨认出来。这就是“层理”。这样存在的岩层虽然有时也会呈现角度大小不等的倾斜和明显地呈程度不等的变形，特别是在那些受到造山运动的地区更会如此，但是一般说来，那是一种由构造运动造成的次生结果，原生的成层的沉积层都是水平的或近似水平的。

第一章　层理的基本特征

层理的特征使我们能够区别出沉积岩层中的连续岩层的各个分层，识别岩层的延伸和形态，认识不同类型岩层的特征以及沉积作用所具有的某些基本特征。后者，有一些表现为与岩层垂直方向的构造关系，另一些表现为与岩层平行方向的构造关系，即与岩层的原始产状相比较，一些为垂直构造，另一些则为水平构造。

A. 沉积岩层的垂直构造

在垂直方向上（图1），沉积地层所包含的每一个连续的岩层是由两个面或者是由叫做“层理面”的比较明显的沉积层所限定的：其中一个是底面，即把这一层与其底板分开的层面，另一个是顶面，即把这一层与其顶板分开的层面。在这些层理“面”中，有一些是根据岩层的岩性和岩石学特征的不同程度的递变确定的，看不到沉积作用中断的现象。另一些则与此相反，它们是跟这些特征的急骤的变化相对应的，并且呈现明显的沉积作用中断的现象。因此，依照不同的情况，层理面的概念，有的是与沉积的连续性相联系的，有的是与沉积的不连续性相联系的。

Ⅰ、具有沉积连续性的层理面

根据岩性和岩石学特征的变化情况可以确定出一个反映沉积作用性质改变的面。例如（图2），可能为泥灰岩向石灰岩的过渡，砂岩向页岩或向更粗的碎屑物质的过渡。有时候，会有几厘米或几毫米厚的泥灰岩或页岩存在于两层块状石灰岩或厚层砂岩之间（图3），这样的间层被称为层理缝或夹层，人们常把这个层理缝或夹层也看作是层理面。

显然，沉积作用的相应的变化越快，这样形成的两个连续岩层的区别就越清楚，或者，说得更确切些，表示这种变化的沉积岩层厚度与那两个沉积岩层厚度相比越小就越清楚。同样明显的是，这里所说的层理面只是一个在不同程度上使人满意的大致的分隔

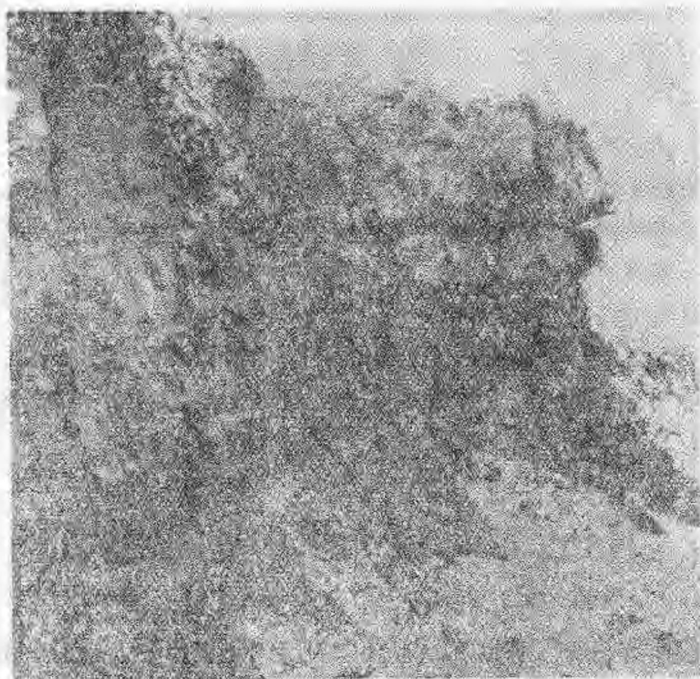


图 1　一个层状的沉积岩层

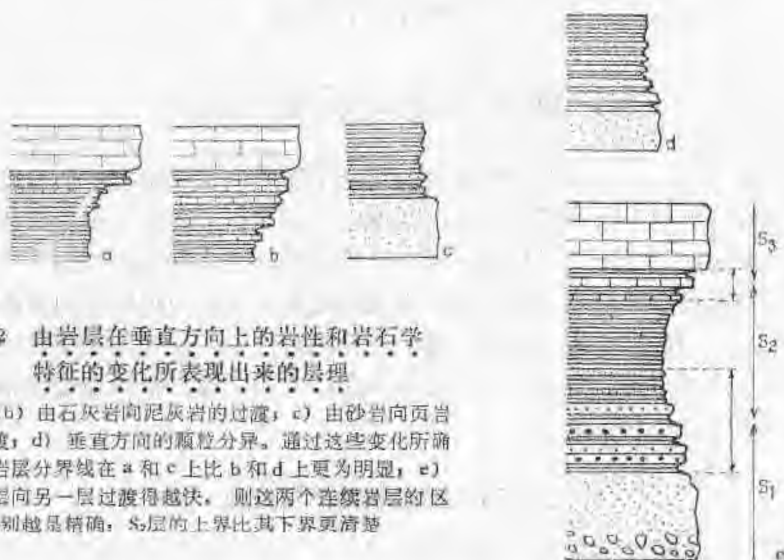


图 2　由岩层在垂直方向上的岩性和岩石学特征的变化所表现出来的层理

a）和b）由石灰岩向泥灰岩的过渡；c）由砂岩向页岩的过渡；d）垂直方向的颗粒分异。通过这些变化所确定的岩层分界线在 a 和 c 上比 b 和 d 上更为明显；e）由一层向另一层过渡得越快，则这两个连续岩层的区别越是精确：S_2层的上界比其下界更清楚

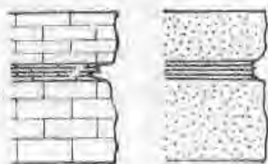


图 3　层理缝或夹层

在两个块状石灰岩或厚层砂岩间的薄层泥灰岩或页岩

面。相反，在沉积岩层中经常是表示两个连续岩层间的关系。

Ⅱ、具有沉积不连续性的层理面

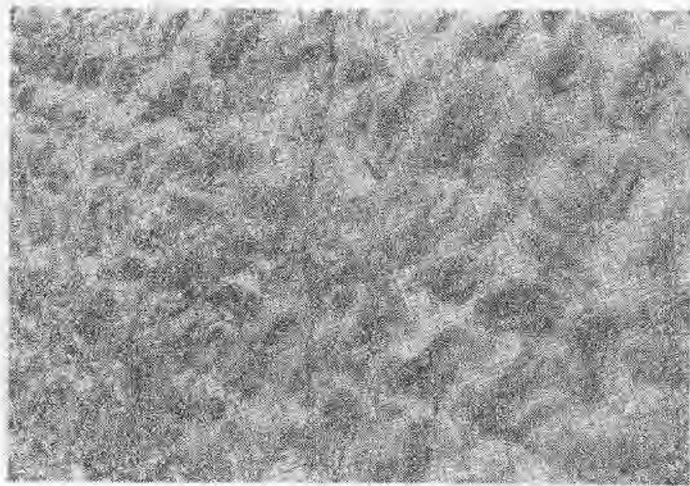
造成沉积不连续性的沉积作用的间断，其所经历的时期可能较长一些，也可能较短一些。沉积中断后堆积的沉积物可能和沉积中断前的沉积物相差很多，也可能相差较小。因而，在这两个互相连续的沉积作用之间发生的事件，其重要性和规模都可能是大小不同的，它们所留下的迹象可能较强一些，也可能较弱一些。一个沉积作用可能仅仅间断一刹那，也可能连续间断一天、一个季度、一年、几十年、几千年甚至长得足以使海水浸没大陆或者使一座山脉形成、增长以至消失，也就是说，它们的持续时间甚至可以是几百万年或几千万年。在这些间断中，有一些是从属于一个沉积盆地历史中某一时刻的现象，另一些则是在时间上、空间上更广泛的现象，特别是海进和造山运动。因此，沉积不连续可分为两类：一类是较小的；一类是较大的。

1．较小的不连续

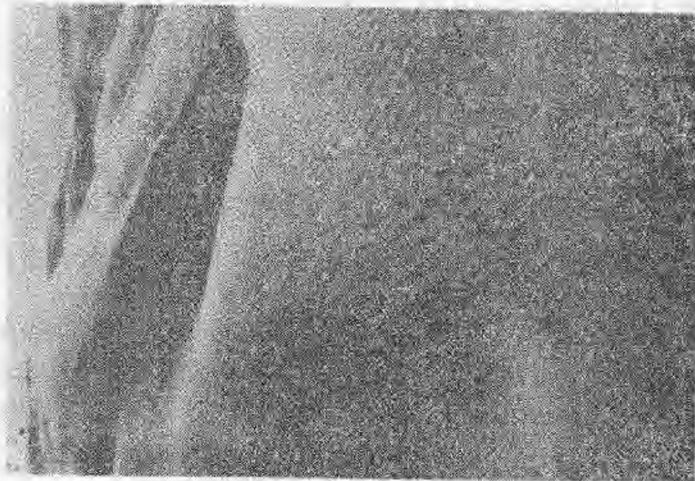
这些较小的不连续可以根据以下几点被识别出来，即：它们常常在同一个垂直剖面上多次重复，它们的延伸度比较有限；它们所分开的沉积物常常大体上是相似的，并且表示着沉积环境的某些基本特征是比较稳定的。在很多情况下，在露头范围内，这种层理面都是一个有规则的和没有显著特点的平面。当其分开的沉积物是一致的，并且其延伸度特别小的时候，称为小间断（diastème）。在另外一些情况下，被这样的沉积不连续层理面所分开的沉积物会表现出不同的细节，在它们的分开面上可能带有特征变化痕迹，根据这些痕迹，常可以了解在沉积中断期间发生的突然事件的标记。这些痕迹叫层面构造（figures de surface de banc）。

在这些层面构造中，可以区分为在岩层顶面上观察到的和在岩层底面上观察到的两种情况。前一种层面构造经常是下凹的，后一种层面构造则是上凸的，另外，底面上突起构造也常表现为压模（le moulage）——在相应的沉积作用中断后由再一次堆积起来的沉积物所形成的压模，这是一种由于下面岩层顶面的不平而形成的下凹形构造。简言之，岩层顶面的、一般呈下凹形的构造是原生构造，而岩层底面的、一般呈上凸形的构造则是压模的反印痕，是由下面岩层带给的构造。因此，根据这个道理就可以识别原生波痕或其反印痕：由流水或其携带物挖掘的原生长沟或其反印痕，原生冲蚀沟或其反印痕，物理-化学溶蚀空洞或其反印痕，原生雨痕或反印痕，原生干裂痕或反印痕等等，以及原生的生物成因的痕迹及压模。虽然这些层面构造有时容易解释，有时比较棘手，但它们还是比较容易解释的，因为我们可以看到，它们有一大部分都是现今的自然界里可以生成的，是我们能够亲眼看到的。最后，不应该把那些由于沉积作用中断面产生的各种类型的层面构造和层面负载构造相混，后者在同样条件下也可以在底面上遇到，但它们和那些在沉积作用中断时所产生的层面构造不同，它们是另外一种性质的现象。有时人们用英语词和难于翻译的Cast（=压模）或标记（=反印痕）来表示层面构造和层面负载构造，其词义的双重性反映其外貌的双重性。

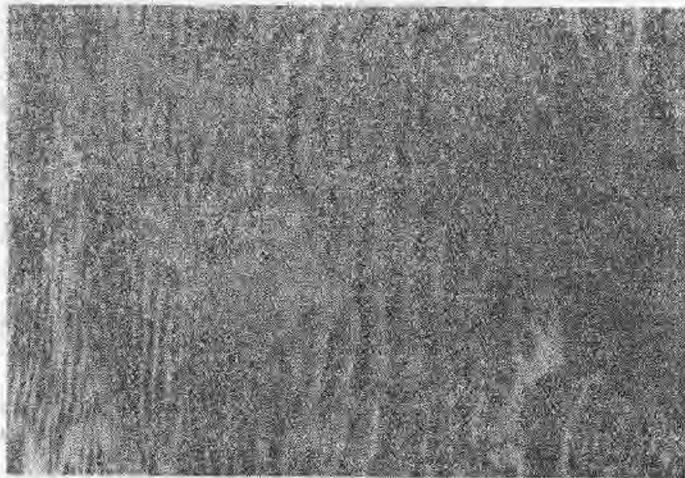
a）波纹——现代波纹（图4）是在沙质底上形成的，它们有的是在空气中由于风的作用形成的，有的是在水里由波浪或水流形成的。只有在水里形成的波纹才能在沉积岩中保存下来。其中浪波纹也叫振荡波纹，是由于波浪通过时临近水底的水作交替运动造成的。



d



a



b



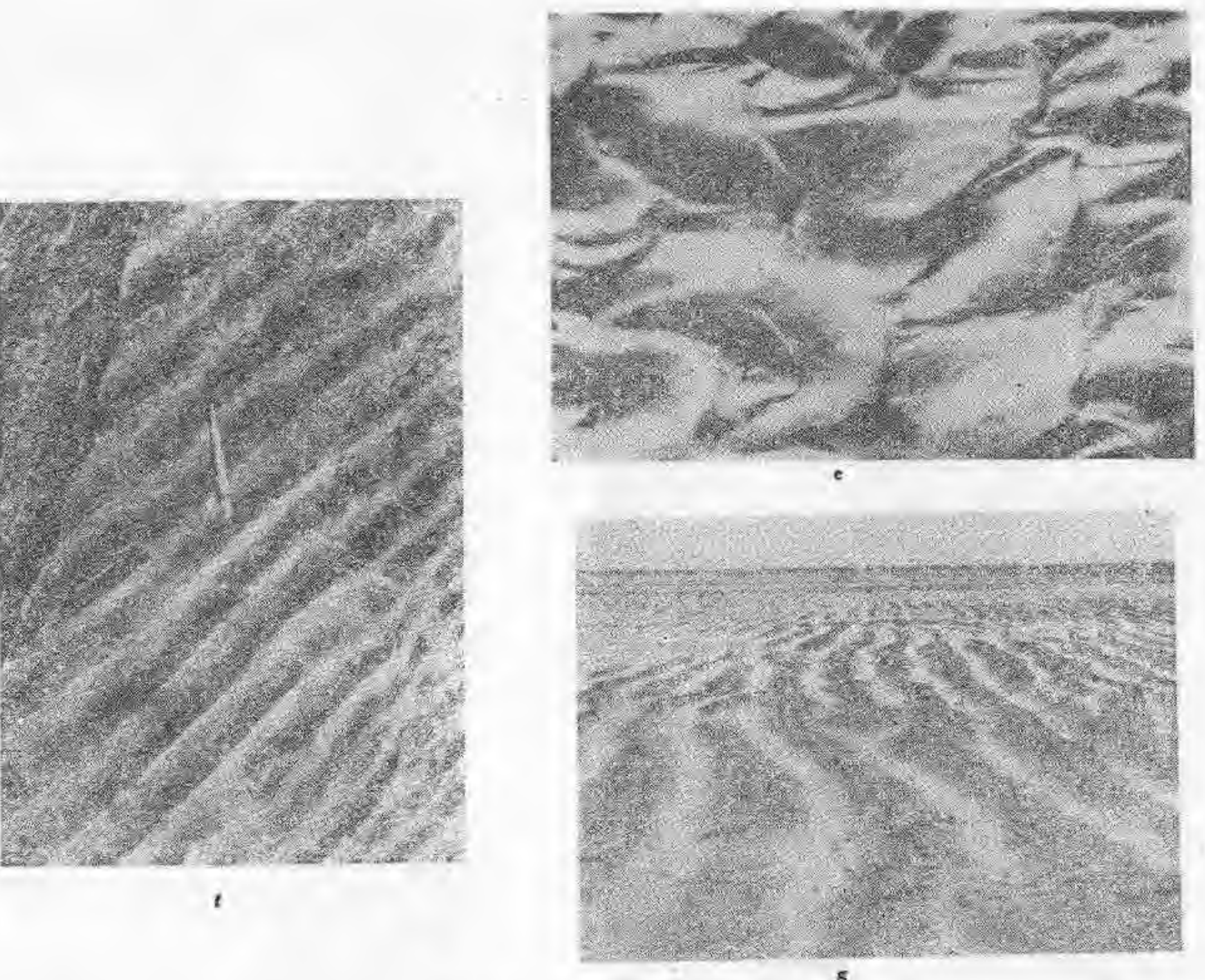


图 4 波纹的几种类型

a）水流波纹（1）和浪波纹（2）的不同图式；b）Mont-Saint-Michel海湾的现代水流波纹；c）苏联土耳克斯坦的卡拉库姆沙漠中沙丘表面的风成波纹，形成波纹的主要风向是自右向左，几小时就足以形成这样的波纹，波纹的稳定性可能指示着：几天来风向未改变；d）在阿富汗的Turkman山志留系砂岩底面上交错状水流波纹的压模，水流自照片西南流来；e）现代交错状水流波纹，水流方向自左向右；f）在Digne附近的中新世磨拉石建造层面上保存的浪波纹，上有鸟的脚印；g）Mont-Saint-Michel海湾低潮时的现代浪波纹

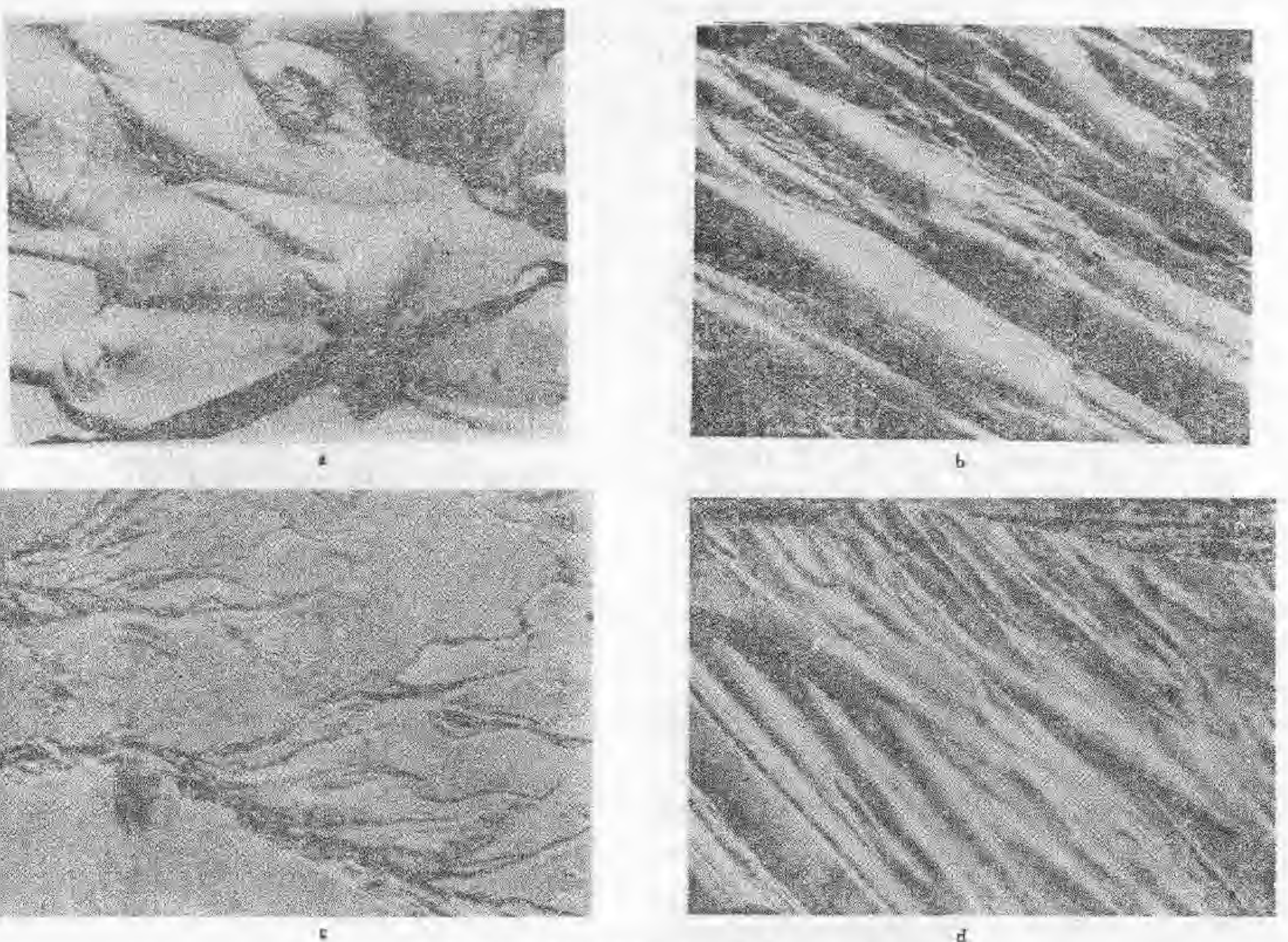


图 5　由流水或流水携带物形成的几个长形痕迹

a）砂岩下层面上的厚的流痕压模（flute-casts），水流自左向右，照片宽50厘米（取自 Pettijohn 和 Potter，1964）；b）阿富汗的Turkman山志留系砂岩下层面上的流痕压模，水流来自照片北东方向；c）现代海滩上的冲痕，水流自左向右（取自 Pettijohn和 Potter，1964）；d）在砂岩下层面上的与流痕联合的刻痕压模，可认出呈直线型的刻痕压模，水流方向自东南角向西北角，照片宽30厘米（据Pettijohn 和 Potter，1964）

波纹的大小随波浪大小和水深而变化，随着水的深度的增加，波浪的作用会迅速地减弱。波纹呈现出尖的波峰和圆滑的波谷，表现为对称的剖面，这种剖面形态反映了介质的稳定性。波纹的方向垂直于波浪传播的方向。波纹平均高度为5—15毫米，长度为3—12厘米。水流波纹是不对称的，且波峰圆滑，波纹横过水流方向。迎着水流的一侧波纹的坡度较缓，另一坡则朝向沙粒运移的方向。波纹是在水流速度超过临界值时形成并沿水流方向移动的。一些波纹是直线型的、在不同程度上连续的或者多少有些分叉，另一些则弯曲成弧形或月牙形，还有一些是舌形的，此外还有许多这些基本类型互相干扰的形态。大多数的波纹都是在古代沉积岩中根据其原始形态（常常是通过其压模形态）而辨认出来的。

b）长形空洞——这些空洞(图5)或者是水流侵蚀作用的结果，或者是水流携带物体作用的结果，形成于现代尚未固结的沙质或粘土质沉积物表面。水流侵蚀作用形成的空洞，在平面上呈现出一个程度不等的开阔的锥形，其开口方向与水流方向一致，尖端随水流来自的岸边方向移动。这些空洞经常连结成网状。人们把这种水流侵蚀作用造成的长形空洞叫“流痕”(flute-mark)。由水流携带物体的作用所形成的空洞呈直线形和彼此互相平行的状态，其方向是主要水流的方向。人们称这种长形空洞为“刻痕”(tool-mark)。这些刻痕又进一步被区分为由于移动的活跃物体挖掘而成的“拖痕”(drag-mark)和由滚动物体挖掘而成的“滚动痕”(rood-marks)等等。最后，与这种类型的空洞有关的还有表面冲沟造成的“冲痕”(rill-marks)和由于紊流携带的物体跳跃而形成的“弹跳痕”(bounce-marks)等等。大部分的层面构造都是通过古代沉积岩中的压模——即流痕压模（flute-casts）和刻痕的压模（tool-casts）——而辨认出来的。

c）冲蚀沟构造——这是一些长形槽沟，即：当水流搬运足够量的粗粒物质、因而具有较强的侵蚀能力时所挖掘的槽沟。因此，在老的岩层里，这些槽沟经常被粗粒物质所充填（图6）。被侵蚀的物质与充填物的接触面常常是不规则的。在一般的情况下，与侵蚀物的颗粒、充填物的厚度、冲蚀槽沟的深度都直接相关。这种侵蚀槽沟的深度有的只有几毫米、几厘米，因而只能勉强地被看出来，有的则深达几米。

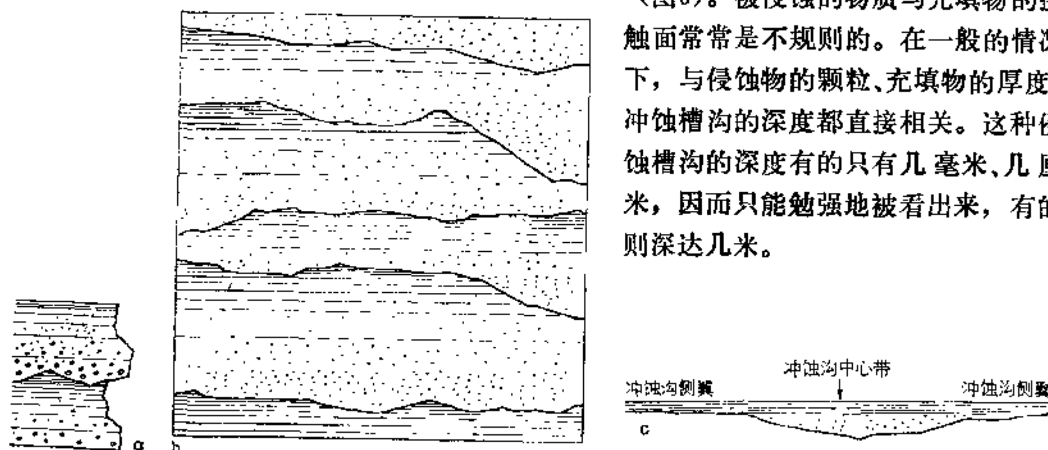


图 6 冲蚀沟构造图

a）上界为泥质沉积物，下界为粗粒碎屑沉积物的冲蚀沟；b）Lausanne的阿启塔阶磨拉石建造的砂页岩中重复出现的冲蚀沟（据A. Bersier，1958）；c）Lausanne的阿启塔阶磨拉石建造中一个冲蚀沟的横剖面（来源同上）；图中表示：粗粒物质都集中在沟的中部，而沟的两侧则只接受细粒物质

d）溶蚀构造——这些溶蚀现象常常出现在已固结的钙质沉积物的上层面上或者在那些嵌在沉积物中的钙质贝壳表面上。溶蚀构造有现代的和古代的两种（图7）。上面沉积物堆积以前的溶蚀构造不应该同沉积物固结以后由于水在层理缝或构造裂隙中循环所造成的溶

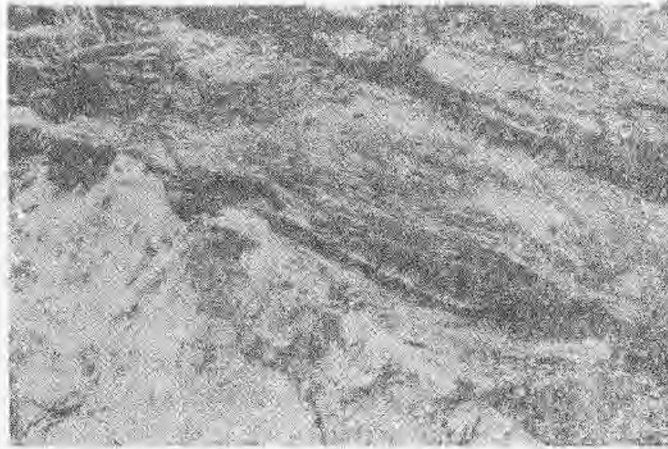
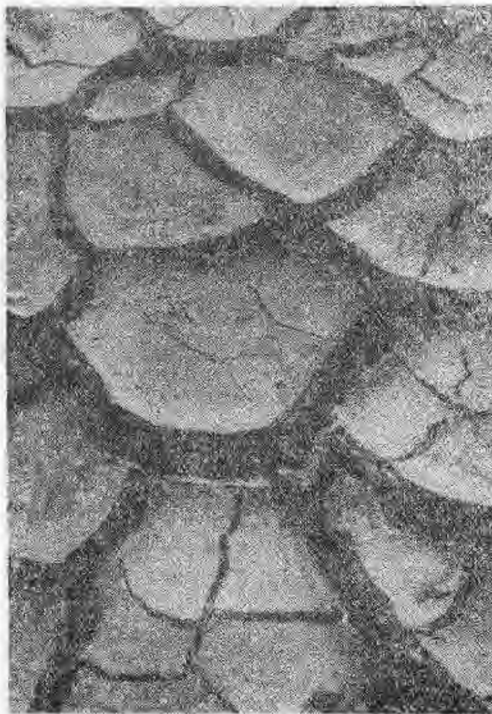


图 7 阿尔卑斯西部Saint-Crépin的 Malm brianconnais 岩系上层面上的物理-化学溶蚀构造

照片的西南部为浅色色调的Malm岩系所占有，而东北部分则为上白垩-古新统石灰岩所占有，溶蚀空洞都被铁质薄壳包裹。照片宽30厘米

解现象相混淆。

e）泥裂（fentes de dessication）和雨痕（marques d'impact des gouttes de pluie）——泥裂是在泥质水坑干燥时形成的（图8）。这样裂开的薄泥片上常带着雨痕——



a



b

图 8 泥裂

a）Languedoc的Thou湖边的现代泥裂，照片宽30厘米；b）在Saint—Chinian，里阿斯统砂岩下层面上的古代泥裂的压模。可与前一照片相比较

当沉积物尚未固结时，降落到它们上面的雨滴的斑痕。这些泥裂和雨痕常可以在古代沉积岩里通过它们的压模而辨认出来。

f）生物成因的层面构造——在现今的自然界里，这是一些痕迹、脚印、印痕或生物洞穴。出现在古代岩层的这些层面构造有的是和现代的类型相同（图9）并且是容易解释的，如恐龙的足迹和鸟的脚印；有的是和现代的类型不同，因而不易解释的，如蠕虫或 *Cancellophycus*。

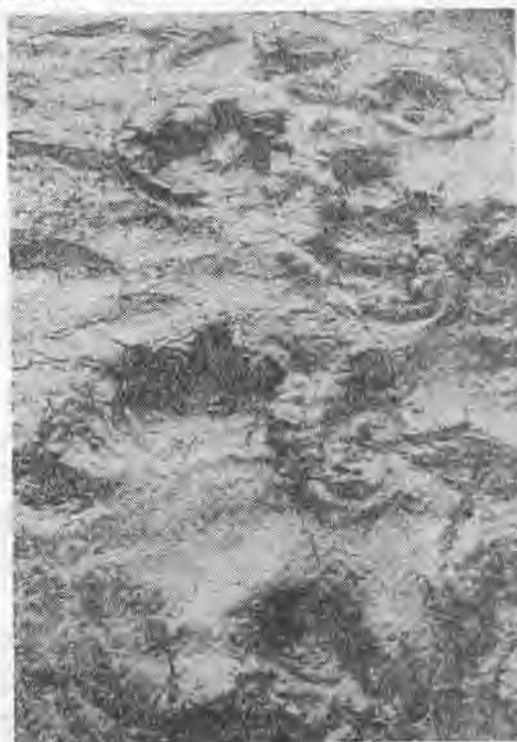


图 9 生物成因的痕迹：在 Basse Saxe 的侏罗系砂岩层面上的恐龙足迹

（据Kaever, M. 和 Lapparant, A. F., 1974）

g）层面负载构造——这是一些标志着某些岩层底面的、大型的没有特别方向的隆起。这样的层面构造也被称为负载构造压模（load-cast）（图10）。这种层面构造与那些在沉积中断期间出现的层面构造不同，后述层面构造是在和它们所指出的沉积不连续相对应的时期内形成的，而这种层面构造是由于物质在荷载的作用下发生不均匀沉陷而生成的——当程度不等的不可压物质（如沙质物质）位于可压性物质（如：一个仍然充满了水的泥沼）之上时，就会产生这样的层面构造。

在许多小的不连续中，还可以列入一种叫做“硬底”(fond durci) 的坚硬的底（英语：hard-ground）。不过，从与这种构造相对应的沉积作用中断所经历的时间看来，应将其列为介于大、小不连续之间的不连续。

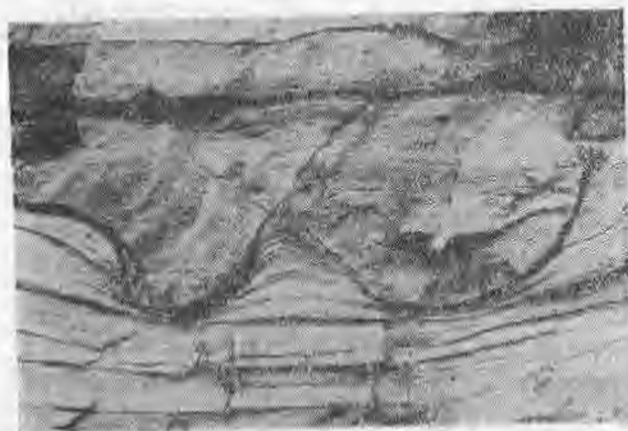


图 10 苏格兰Durness寒武纪沉积物中的负载构造

注意图中所指出的下部沉积物所有的特殊的塑性标志，这种构造是由于上面的沉积物沉陷到下面的沉积物里而形成的

这里所说的硬底指的是那些主要在石灰岩系中见到的上层面，其特点是具有一种胶结作用的标记，即：在其上面的沉积物堆积之前的固结作用标记，在这个上层面上，会有牡蛎等生物群存在，后者要求有一个坚硬的基底，以便能在上面固着，在这个上层面上也可能有由于生物钻入岩石而形成的洞穴，或者从硬化的层面产生一些细砾石间层，这些细砾石充填了生物洞穴。在这些硬化的标志上生长了磷酸盐、海绿石、铁质或锰质硬

壳，溶蚀构造可以同时出现在基底面上，或那些固着在基底上的贝壳上面。这样的硬结面会在很多的石灰岩层中有规则地相间出现，这样的层面就是小的沉积不连续。另外，也有一种特别明显的不连续面，例如，在阿尔卑斯西部的Brianconais的中生代地层，那里在侏罗系结束之后，缺失下白垩系（图7）。在这种情况下就是一个较大的不连续。这些不连续面都是在海水和沉积物长期接触的过程中形成的，也就是说，它们表示着水流的侵蚀力达到了一种平衡——它们能够阻止沉积作用发生，或者在沉积物刚刚形成时就将其破坏，但又不足以侵蚀基底，这样的平衡有利于那些促使锰壳、磷酸盐壳等生长的化学反应发生，并有利于成岩作用的进行。

2. 较大的不连续

这些较大的不连续可根据以下几点认出：即一般说来，它们都延伸得比较长，具有大区域的规模；在同一个垂直剖面上它们的数量较少。它们一般都表示着一种较强的侵蚀作用——在一个历时较长的上升为陆的时期中的较强的侵蚀作用；其中大部分的现象都和造山运动直接相关。最后，如果上述侵蚀作用是比较彻底的话，则它们的表面（也就是地形面）也是比较有规律的。如果是一个规则的完全平整的面，就称其为准平原（pénéplaine）或剥蚀平原（pédiplaine），这要看人们所了解的形成这个不连续面的机械作用而定。假若这是一个不规则的面，这种不规则面就是古地形面，在后者的坡脚下不整合的沉积物里有时可以找到被改造的古砾石。因此，在这样的构造中古地形会被保存下来，根据它们可以发现过去的水系……等。

有几种类型的不连续面，这些不同的类型是根据不连续的性质和它所反映的现象的规模大小来区分的。主要是角度不整合、沉积不整合和冲刷不整合。

a）角度不整合——当一个成层的沉积岩沉积在另一个或多或少的直竖着的、且其顶部被斜着切割了的岩层时，这种情况就是角度不整合（图11）。这样的不连续面叫不整合面，这个不连续面的角度就是不整合角度。这种状态清楚地说明，在上面岩层堆积之前，下面的岩层曾遭受变形并且由于侵蚀作用而被切割。因此，这种构造表明，该地在过去曾经不断地受到造山作用的干扰，在大陆即将形成时或历时较长的大陆时期内，该地曾进行过侵蚀作用，如果上面岩层是海相沉积的话，则其后还发生过海侵。最后，如果下面的岩层也是海相沉积的话，那么不整合所反映的上升为陆的时期可能是构造运动之前的，也可能是和构造运动同时的或构造运动之后的。当然，在作出结论之前，必须确认这种角度不是沉积作用的构造，例如交错层理的交角或片岩的片理与片理程度差的岩石间造成的角度，还有同剪切构造相关的、由于岩层顶部的切割而形成的构造（图12）。

因为不整合角的大小与其有关的变形类型而有所不同，所以它们的标定工作的难易程度也不一致。当不整合是由于那些与山脉的形成直接相关的构造变形而引起的时候，不整合角可能是相当大的。在这种情况下，不管是在露头剖面范围内或在地质图上，标定不整合角都是比较容易的。因此，所谈及的是在严格意义上的角度不整合（angular unconformity）。当不整合是由巨大范围内发生的振荡或区域性变形引起的时候，根据这种类型的不整合可以划分许多内陆沉积盆地的历史，但因不整合角很小，在露头范围的剖面上很难觉察出。在这样的范围内，两套岩层表现为整合。因此，人们称作准整合（paraconcordance，英语为paraconformity），不整合的这种类型，在区域地质图上是不容易认识的，这种地质图上，上面的岩层覆盖了下面不同的岩层。因此，又称这种不整合为图解不整合（discor-



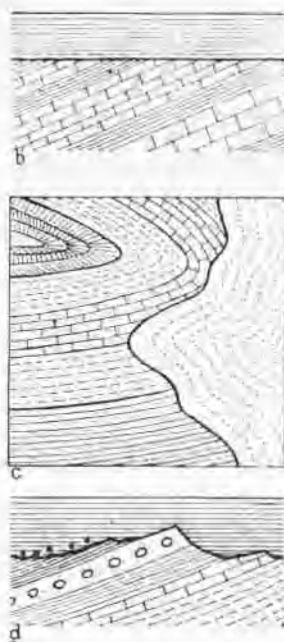


图 11　角度不整合

a）第一个角度不整合是J. Hutton 于1788年在苏格兰确定的，是在泥盆系红砂岩层与志留系直立的砂页岩层间的界线上；b）角度不整合在剖面上的图示形态；c）角度不整合在平面图上的图示形态；d）角度不整合与古地形在剖面上的图示形态

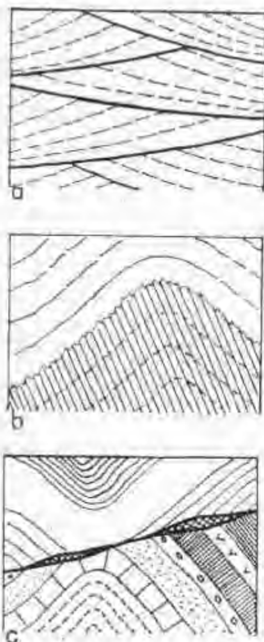


图 12　含义不同于层理的不整合

a）洪积层、冲积层或三角洲内部由于连续冲积而形成的不协调层理；b）在连续岩层性质变化的层面上，由于轴面（画着密晕线的部分）片理的中断而造成的假不整合；c）两个层状沉积岩层的上截段与下截段沿着一个剪切面迭置，剪切面上分布着糜棱岩

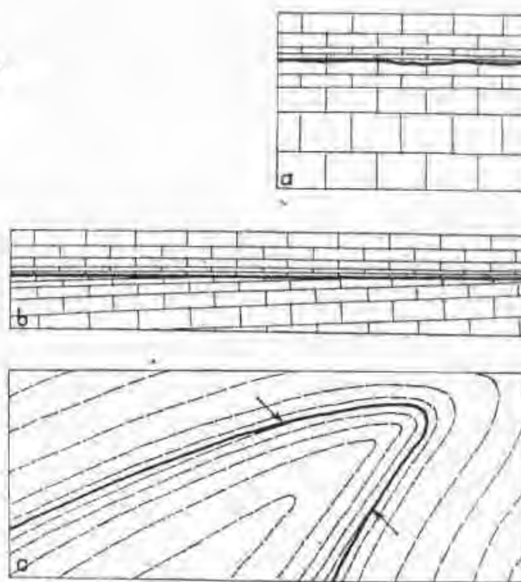


图 13　准整合的图示形态

a）在露头规模的剖面上：不整合角极小，在这样的规模下，它们几乎看不出来；b）在地区规模的剖面上：如果水平距离的比例尺不变而放大其高度比例尺的话，这种不整合角是可以觉察的；c）在地质图上，如果所描绘的区域是足够大的话，不整合角就可以表现出来，在这种情况下，可以称之为图解不整合

dance cartographique)(图13)。

b）沉积不整合——这是一些这样的不连续，即迭置在深成岩或变质岩之上的沉积岩层并不因这种接触而发生变质，即没有接触变质作用或区域变质作用的痕迹(图14)。这种不连续，可能有两种基本的形态。如果下伏岩石是变质岩，也就是说，如果下伏岩石通常呈现出一种原始层理的话，那么相应的不整合就常常是角度不整合。反之，如果下伏岩石是深成岩，如花岗岩，即岩石基本上在这个范围内是各向同性的话，那么在不整合面下就没有任何角度明显地表现出来，这种构造可以用一个法语词——non-conformité（非整合）来称呼。

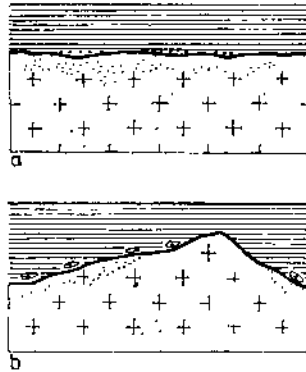


图 14 沉积岩层不整合于花岗岩之上

a）剖面图。注意：在花岗岩顶部的风化沙（点号）及在原生的海侵岩层上有被改造的、在不同程度上蚀变了的花岗岩颗粒存在；b）带有古地形的花岗岩上面的不整合剖面图，古地形的碎石块可能曾被不整合沉积物改造

根据各种不同的情况，这种不整合可以明显地表明，变质作用或花岗岩化作用曾经参予了不整合的形成作用，也就是说，这种地质现象与沉积岩堆积前的造山作用有关。它们还指出了在该层堆积之前曾经发生过侵蚀作用，而且从变质岩和花岗岩是在深部结晶的，结晶作用进行的地方上面的岩层已被侵蚀作用破坏而形成了这样的不整合这一点看来，所发生的侵蚀作用还是很强的，也就是说，在大陆形成前或造陆时期中曾经发生过一般说来都是历时较长的造陆运动。最后，如果不整合的沉积岩是由海相地层组成的话，这个不整合就表明曾经发生过一次海侵。然而，在非整合的情况下，为了有把握地排除侵入作用的可能性，在下结论以前，最好还是先查明上面不整合的岩层是否含有曾经改造了的下面岩石的砾石或粗砂——由于下面岩石遭受大陆风化而产生的砾石或粗砂，这样比较慎重一些。

c）冲刷不整合——这样的不连续是由于一些受到侵蚀的基底上再一次发生沉积作用而造成的结果，上述的基底虽然未曾由于构造作用而变形，但它们曾经受到程度不等的强烈的侵蚀作用。因此，除了不规则的接触面以外，不整合岩层与下面的岩层是平行的（图15)。这些冲刷不整合同样表明了大陆侵蚀期的存在，但它们还表明了：在不整合岩层堆积之前并没有发生过造山运动，这一点是它们和角度不整合以及沉积不整合显然不同的地方。



图 15 冲刷不整合剖面图

Ⅲ、岩层的主要类型

一个岩层的顶界和底界可能由于程度不等的长期的沉积作用中断所引起，也可能由于沉积物岩性及岩石学特征的相继迅速递变所引起，“层”(strate) 这个词有时可以指那些顶面和底面由两个沉积不连续面所限定的沉积物层，有时可以指那些由连续沉积作用形成的层理面所限定的沉积物层，有时可以指那些由一个沉积不连续面与一个沉积连续面所限定的沉积物层。因此，“层”这个词的意义是含混的。所以，人们用序列、岩性组和沉积体等含义比较明确的概念和名词来代替“层”，以便更好地规定它们的涵义。

1．序列、岩性组和沉积体的概念

为了弥补“层”一词的不足而提出的这些概念是分等级的（图16）。

a）序列——两个相继的较小的不连续面间所包含的没有事先判定其内部构造的沉积物层叫序列。显然，一定厚度的沉积体在同一垂直方向上可能发生多次重复。

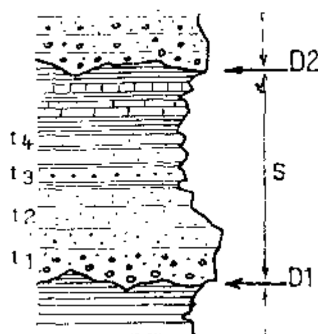


图 16 沉积体、序列和岩性组

序列S是由不连续面D_1和D_2限定的。这个序列包括几个岩性组t_1、t_2……。对其它沉积体来说，这个序列是一个高级沉积体，上述的岩性体合在一起构成了这个序列

b）岩性组——称为岩性组的沉积物层，至少一个界面是由地层的岩性和岩石学特征在垂直方向上的递变所决定的，另一个界面可能由这些特征的递变确定，也可能由沉积的不连续性确定。因此，一个序列可能包括几个连续的岩性组，而一个岩性组不可能包括几个序列或与一个序列相一致。所以岩性组作为沉积体是从属于序列的，并且在岩性和岩石方面是均一的。因此，岩性组的概念包含着“层”（lit）的意思，与此同时，在层化的沉积岩里，它也被用来代替“成层”（litage）这个词，表示与邻近层相区别的岩性层，这个成层就表示由连续的层所构成的岩层的数量。

c）沉积体——沉积体这个词是用来笼统地指示一个特点未经查明、因而其界线与大小也未判定的沉积物体，也就是说，沉积体只要求一个条件，就是这个沉积体具有一个总的特点，这个特点能够把它和相邻沉积体区分开来，并且这个总的特点具有一定的均一性。因此，一个沉积体可能在岩性和岩石学方面是均一或不均一的；它可能是一个层、一个岩性组、一个序列或者一些序列的总体。与此相反，由一个大的不整合面分开的两个沉积层，不可能构成一个统一的沉积体或属于同一个沉积体。

2．序列的内部结构

有的序列在岩性和岩石学方面是均一的，这样的序列叫做单一序列。此外也有包括几个岩性组的序列，这样的序列叫做多元序列。最后，多元序列的不同岩性组和一套岩层中的不同序列可能是按照一定的次序相继出现的。如：

a）一个序列内可能包括着颗粒大小互不相同和分选性互不相同的碎屑组。如果最粗的组分位于序列的底部，并且从总体上看来其分选性表现为颗粒的平均粒径以不同程度由下向上迅速减小的话（图17），或者沉积物是由底部向上从碎屑沉积转变为化学沉积（这种情况比较更常见一些）的话，这种分选就称为正常分选，这样形成的序列就称为正序列。这样的序列反映了沉积环境中搬运能力的相继减弱。而在相反的情况下则称为逆分选和负序列。最后，这两种情况都叫做不对称序列。与此相反，如果一个表现逆分选的分选序列接在一个正常分选序列之后或一个逆分选序列之后的话，也就是说，如果它们的内部结构表现出：在沉积作用后期，又一次出现了和沉积初期一

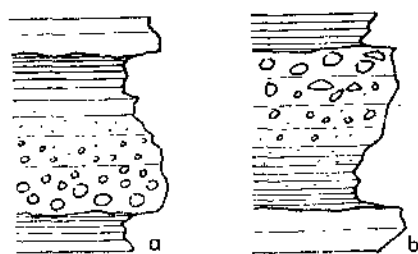


图 17 分选的多元序列中岩性组的次序

a）正常分选，称为正序列；b）逆分选，称为负序列

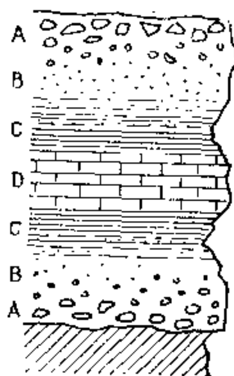


图 18 对称序列

样的条件的话，就称为对称序列或循环序列（图18）。

b）一个岩套可能由一些按同样顺序排列的a、b、c序列组成，即，它们可能以abc、abc、abc……等，或者cba、cba、cba……等等同样的结构出现。这样的连续叫有韵律连续（suite rythmique）。这种有韵律连续反映了沉积作用条件的某种稳定性，或者反映了这些条件的逐渐改变（倘使韵律有所改变的话）。反之，当一个岩套是由不同的层序以不规则的方式相继出现时，就称为无韵律连续（suite arythmique）。

过去所观察的大量的正序列大都属于海相沉积，按照统计学的观点，在把这些观察的结果综合起来后可以看到：在所有正序列里，组成序列的岩性组一般都是按照同一次序相继出现的，即从一个岩层到另一个岩层，从一个区域到另一个区域，从一个时代到另一个时代，都是按照相同的次序。

a）所查明的系列由以下层序（从下往上）构成：粗碎屑、细碎屑、粘土、石灰岩、白云岩和蒸发岩，每一个序列的组间是逐渐连续过渡的。这样的连续称一般潜在序列，“潜在”一词表示在所有的真正观察到的序列中，有一大部分的岩性组都没有被观察到，“一般”一词指整个序列的所有岩性组，一般说，在潜在序列确定的次序中真实地相继出现。由此可以看出，这个次序反映了一套序列的连续堆积的基本合理性。

b）这个一般潜在序列的概念使我们能够对一个特定地区中的各种序列建立一个比较分析的方法，而根据这种方法，我们就可以查明一个地区中限定沉积作用的某些因素的演化情况。如将观察的真实序列与一般潜在序列进行比较，就可以揭示出这种演化的不规则性（特别是一些岩性组的缺失）并且研究它们的意义。与此相反，按照一般潜在序列的概念把所有可能的情况归入单一序列的做法又是有缺陷的，因为，除非例外，这些情况不可能都在同一个区域里出现。因此，在一定的区域范围里，宁可用局部潜在序列（即：由在该区域里观察到的主要岩性组构成的潜在序列）来代替一般潜在序列。这种局部潜在序列也被称作观察区域内的基本序列，根据它们就可以查明局部的特殊性，如发育不全的序列、有删截的序列及混合序列的存在（图19）。

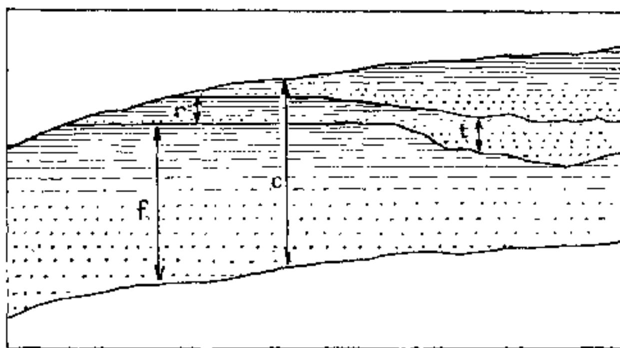


图 19 基本序列、有删截的序列、发育不全的序列和混合序列

与序列 f 相比较，序列 t 表现出顶部被删截；在沟谷两侧堆积的序列 r 几乎只含有序列顶部的细粒物质，因而显得发育不全；由于序列 c 中粗碎屑在较晚时期重复出现的情况，它们有时会被看做是独特的基本序列，实际上，它们表现为不同组分构成的混合序列；序列 f 被当做参考序列，它是区域中的基本序列

（据A. Bersier, 1958）

B. 沉积岩层的水平构造

在水平方向上，一个沉积岩层的连续的沉积体的延伸程度可能是大小互不相等的，其两侧界线可能表现为不同的特点和不同的原始产状类型。

Ⅰ、沉积体的水平延伸

在论述一个层、一个岩性组、一个序列或序列总体时，沉积体的厚度和它的水平延伸度相比总是要小很多。不过，可以区别出两种极端情况：

a）当在一个露头区或一个素描区的范围内不可能一眼就能看出一个沉积体的地理延伸度时，其厚度和地理延伸度的比值为1:1000左右，这种情况，是很扁的透镜体。只有通过制图和区域剖面的研究才能确定其延伸度。这种沉积体类型在那些宽阔的而且对陆源碎屑物质的分散说来是极少障碍的沉积盆地里可以清楚地观察到。比如那些堆积在陆缘海的沉积体就属于这种情况。

b）沉积体的地理延伸度极小，常常在露头范围内就能见到它的全貌。有时甚至一眼就能看清。这样的沉积体或者是棱柱体，或者是不同程度的较短的扁豆体，这种类型的沉积体可以在风沙堆积、洪流和河流的堆积以及在河流入湖或入海处的堆积里观察到。当搬运物数量超过水流在盆地里的分散能力时，就会形成这样的沉积体，它们常常联结起来形成一种层理，称作交错层理或者受阻斜层理。依照不同的情况，这种层理可以表现为平顶状，也可以表现为透镜状，此外，这两种层理也可以同时出现在一个岩层里，这种现象主要决定于它们在整个观察剖面中所处的方位（图20）。交错层理的交错角是依照不同情况而大小不等的，干沙的交错角是35度左右，而水下沙堆积的交错角则要小得多，棱角状石块的交错角可达50度。因此，交错层理的交错角取决于堆积环境和堆积物质。

Ⅱ、沉积体的水平界线

沉积体的侧向分布表现为不同的方式，一些沉积体在水平方向上其岩性和岩石学特征

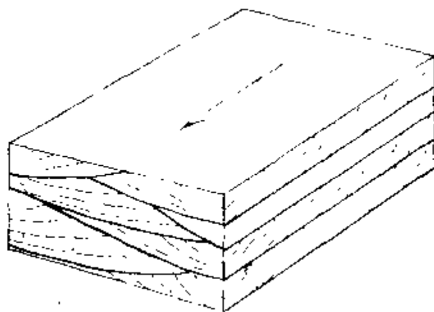


图 20 交错层理

这种类型的层理是由于每个沉积体都被后来的沉积体冲刷而生成的。根据这种层理可看出沉积层的横剖面或纵剖面（对水流方向而言。水流方向在图中以箭头指示）。在图上可以看到透镜状或程度不等的平顶的棱柱状

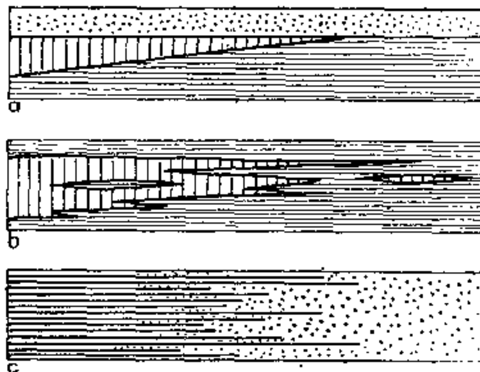


图 21 沉积体侧向分布的几种形态

a）楔形，b）锯齿状；
c）岩石特征在横的方向上的逐渐改变

表现为急骤的彻底改变，而在另一些沉积体则在同一方向上这些特征表现为逐渐的然而是程度不等的较快的变化（图21）。因此，和在垂直构造中一样，沉积的连续性和不连续性的概念，在沉积岩的水平构造中也同样地起着决定作用。

a）当存在水平方向上的沉积不连续，即沉积体的岩性和岩石学特征在水平方向上发生迅速、突然的变化时，沉积体就会分布成楔形或锯齿形。当所观察的沉积体厚度在不同程度上逐渐减小以至全部消失，而与此同时相邻沉积体则相应地增长或保持不变时，这种情况就属于楔形分布。显然，序列值（或者更确切的说，水平延伸度）逐渐减小的沉积体，譬如那些产生了交错层理的沉积体，就属于这种情况。另外，当沉积体多次发生楔形分布时，即在相邻沉积体剖面上，被观察的沉积体侧向散开时，叫锯齿状分布。因此，这种锯齿状形态是两个毗连沉积体间的侧向过渡。

b）当存在沉积的连续性时，即沉积体的岩性和岩石学特征比较迅速地逐渐变化时，这种演化与相邻的沉积体的反演化相关。这种情况也是一个沉积体向另一个沉积体的横向过渡。显然，这是一种岩层和岩性组在水平方向上消失的方式。

Ⅲ、沉积体的原始产状

一般地说来，组成古代沉积岩层的大多数沉积物的原始产状都是水平的或近似水平的。因此，当岩层出现倾斜时，这种倾斜就是构造运动的结果。实际上，正确地判断构成沉积岩层的沉积物是由于侧向加积生成的还是由于垂向加积而生成的，进行沉积作用的原始平面是倾斜的还是非倾斜的，是规则的还是不规则的——所有这些，关系到能否对沉积岩层做出多少令人满意的、近似的结论。

a）在垂直加积的沉积作用下，即在沉积过程中，沉积物是一层堆积在另一层之上、并且这种加积的机械作用基本上从属于重力作用的情况下，只有当堆积的平面是水平的和规则的时候，搬运物才在水平方向上进行堆积。相反地，如果这个堆积面是倾斜的和不规则的话，那么后来的堆积物就会按照原有的坡度和形态进行堆积，至少当侧向搬运物的堆积没有抹掉这种不规则性的时候是如此。因此，在这种情况下，沉积体的原始产状在某种程度上是以堆积平面的形态为条件的。可以认为起控制作用的是床底。某些大陆堆积，如冰碛、斜坡碎石堆积以及许多海洋堆积就是这样的。

b）在侧向加积的沉积作用下，即在动荡不稳和高能量的环境里，沉积作用在很大程度上取决于水流，这种情况下的堆积物不再是一层堆积于另一层之上，而是这一层堆积于那一层的侧旁（图22）。结果形成的沉积体的原始产状就会在不同程度上是极为倾斜的。在河流和三角洲的沉积中尤其是如此，在风沙堆积中也是这样。

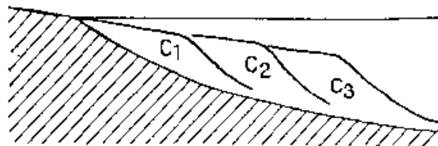


图 22　由于连续沉积物的侧向加积而形成的全部沉积体

连续堆积体C_1、C_2和C_3一个堆积于另一个的侧旁，它们堆积的顺序和它们现在所处的位置相同

c）总之，几乎只在平坦而广阔的沉积盆地里沉积物才能在水平方向上进行堆积，并且不会总保持这种状况。因此，在所有情况下都应该先去解释一个缓倾斜岩层的现在倾斜，然后再去研究原始的倾斜标志。

C. 层理和沉积作用

显然，许多层理的基本特征，特别是序列内部结构和序列间不连续面的存在，在一定程度上反映了沉积现象本身的一些特性。

如：根据那些按照一般潜在序列确定的正序列的内部结构，可以在序列的沉积物中区分出两个基本时刻，其中的每一个时刻显然是在一个固定的顺序里紧接着前一个时刻。

a）第一个时刻是由下部的正常分选的碎屑物表现出来的。然而，正常分选几乎只被认为是连续舍弃的结果，在进行分选的地点上，随着流速降低及水流搬运能力的减小，颗粒含量逐渐减少，然后，在单一的重力作用下，颗粒发生沉降，并且最重和最大的颗粒原则上首先沉落（图23）。因此，在一个正常分选序列中，沉积作用的第一个时刻是由水流搬运作用控制的，即由水流动能控制的，然后，水流搬运能力逐渐减小以至消失。这个动能是通过序列中碎屑物的正常分选及由碎屑物逐渐向非碎屑物过渡表现出来的。因此这个时刻称为积极沉积作用期。

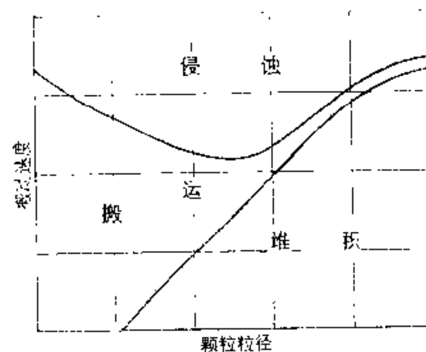


图 23 Hjulström 曲线

使一个颗粒启动并且被运走的水流速度与这个颗粒的粒径平方根成正比。流水的搬运能力即其启动并搬运越来越大的颗粒的能力是随着流速的增大而增加的。流速减小的水流扔下越来越细的颗粒，结果这些越来越细的颗粒就按照正常分选程序进行堆积

（据Krumbein和Sloss，1963）

b）第二个时刻是由序列上部表现的，即由石灰岩、白云岩及蒸发岩表现的。然而这一部分沉积物至少有很大一部分是从海水溶解物中沉淀出来的，也就是说，这个阶段中的沉积作用是一种物理-化学现象，是在十分宁静的环境中进行的。因此，这一时刻称为消极沉积作用期。

c）大致说来，大部分的粘土物质都是在粗碎屑物质堆积之后，物理-化学组分堆积之前堆积的，所以它所表现的是介于积极沉积作用期与消极沉积作用期中间的那一段时期。事实上，粘土物质是由小于63微米的颗粒组成的，这就是说，尽管它们是与粗碎屑物质同时被搬运的，但它们的沉积则比粗碎屑物堆积慢得多。因此，这些粘土颗粒在整个紊流消失之后，仍然悬浮在水里，以后才能在重力作用下，缓慢地沉到水底。这样，沉积物中有粘土存在的情况同样表示一个消极沉积作用阶段。另外，在同一个序列里，由粗碎屑向粘土、由粘土向物理-化学沉积作用逐渐过渡的情况说明了：在物理-化学沉积物开始沉积并得到发育的时候粘土仍在继续沉积。总之，大致的情况可能是这样的，即：仅仅由于重力作用而沉积下来的、原来在水中呈悬浮状态的粘土物质，它们的沉积方式是不同于物理-化学沉积的，它们的沉积不会经常由于粗碎屑物的到来而完全中断，它们会构成一种沉积的连续床底，而作为积极沉积阶段的典型沉积物-粗碎屑沉积物则只不过是一种次要的堆积物。

在这方面，序列间的不连续面的存在说明：沉积作用可能曾经中断过相当长的一段时间，这个相应的不连续类型取决于这一段时间的长短。

由此可见，一个小的间断，即保存得不好和延伸度较小的不连续面就说明是一个短的间断。而一个由铁质堆积物、粘土堆积物、化学溶解残余物构成、并且其中有一部分含有生物贝壳或无根植物因而显得相当明显的坚硬上层面则表示中断期是很长的，并且在海洋环境里，在淤泥压实的过程中，还曾发生过海水与淤泥的交替作用。层面上的沟、谷、冲蚀沟及许多其它构造表明过去曾发生过机械侵蚀作用或物理-化学因素影响下的溶解作用，即在这个中断的过程中该处曾有动荡的流水存在。总之，冲刷构造表示这样的一个事实，即：在序列沉积时期内可能包括一些沉积物遭受破坏的时段，后者存在于积极沉积作用期与沉积作用几乎停止的时期之间（图 24）。因此，有时把这个阶段称作沉积作用的否定阶段。在这些时段中，不仅什么也不沉积，而且已经形成的沉积物也可能遭到破坏，而对沉积物堆积的阶段则称之为沉积作用的肯定阶段。



图 24　序列的连续和沉积作用的阶段

序列S相当于沉积作用的肯定阶段SP；而冲刷构造所明显指出的不连续D则被认为是沉积作用的否定阶段SN；肯定阶段SP包括一个沉积作用的积极阶段SAC和一个消极阶段SPA，在前一个阶段中，沉积物以介质的动能和重力为条件；在后一个阶段中，沉积作用基本上是物理-化学作用

最后，还有一点也是同样明显的，这就是连续序列间的不连续面所反映的沉积中断，也就是说，这些不连续所反映的沉积作用的插曲特征是由于沉积中断及后来堆积物在原沉积地点发生了再沉积的结果，同样地，再沉积期后发生的又一次的中断也是由于沉积物供给的不规则性而引起的。同样明显的是，碎屑沉积体的楔形是由于搬运物逐渐贫乏及远离物质来源地所致。人们或许要问，这一类的不规则特征（即：如有陆源物质供给）是怎样产生的呢？当然，有好几种解释都是可以理解的，像供给源地降雨降雪的影响，季节交替的影响，即气候因素的作用，或者地震对已经堆积的但尚未固结的沉积物而引起的运动，即构造现象的解释等。不过，其它的因素肯定是存在的，这些可能的基本因素可能我们还理会不到。再者，人们对某些序列所呈现的韵律性及这种韵律性的演化理解得还很差。总之，对于那些力求理解沉积的机械作用以及沉积作用这个术语所包含的意义的人们说来，“层”还是提出了许多问题的。

第二章　层理的研究方法和技术

研究一个沉积岩层层理的直接目标是研究和归纳每一个比较容易观测地点上的最大限度的资料，也就是说，对构造顺序、岩层性质及其组成的几何关系以及古生物特征等进行整理，然后，将这些资料编成一定的形式，使之以后便于使用。层理研究的最终目的是对这些直接资料进行相应的古地理和地质历史的综合。当然，为了达到这个最终的目标所选用的方法有一部分将包含在古地理的重建和古地理演化的专门章节里，这里仅仅是为达到直接目标、在研究沉积岩层的层理时所采用的一些观察方法。

这些方法是多种多样的。可以按照各种方法获得原始资料的难易程度和各种方法所需要的技术手段来区分它们。当所研究的岩层出露条件很好时，可以采用所谓地面方法进行研究，这是最早使用、为大多数地质学家实际采用的方法，同时也是比较经济的方法。当需要了解没有出露的岩层或者要更好地了解出露岩层的深部特征时，特别是在可以有足够的经费使用时（因为采用地下的方法需要大量的资金），就采用所谓地下的方法。每种方法，不管是地面的或地下的，都包括一个资料的收集阶段和根据使用目的而进行整理的阶段。最后，通过所选取的每个观测点，这些方法都可以使人们对一个地区中的沉积岩层有一个深刻的认识，并且可以绘出每一个观测点上的岩层的局部剖面。

A. 地面的方法

这是野外地质学的基础工作方法，这种方法不仅被那些由于经费不足、不能采用地下工作方法的地层工作者使用，就是那些使用地下工作方法的地层工作者也常使用它们。在后述情况下，地面方法就构成了地下方法的第一步，它向地下方法提出问题并确定其重点。

Ⅰ、资料的收集

沉积岩在一个点上所表现的各种性质，必须按一定程序进行多次工作才能获得。这些连续工作是：

a）露头的选择及其在地形图上相应位置的标定——露头的选择取决于各种露头的好坏，另外，有的时候也决定于研究它们的特殊目的。

b）剖面上的岩性和几何形体的研究——这方面的研究包括岩层走向和倾斜的测量、或岩层可能呈现的其它变形的测量；研究、检验和鉴别层理面；层理面所限定的沉积体厚度的测量；在可能情况下，还要对每个沉积体的露头范围，剖面及其水平延伸度进行评价。

c）对区分出来的每个沉积体的内部结构、岩石学、沉积学、地球化学等进行研究，另外还要附带研究岩石硬度、孔隙率、渗透性及颜色等。

d）系统地从生物学和生态学方面对岩石所提供的化石进行研究。

当然，沉积岩性质的这些研究工作是从在野外采集标本化石起一直延续到实验室中的工作的，标本的采集要尽可能地有系统而且有次序。标本采集地点和其它样品采集地以及整个岩层的相对位置都要严格地定位。实际上，一个没有精确了解其位置的标本或化石，一般说是无用的，尽管它的特点也同样使人感到兴趣。另外，某些沉积学的研究像某些构造研究一样，要求事先决定所采集标本的方向。在采集化石以前必须对它所存在地层的条件进行严格的调查，其中某些条件可能提供生物学和生态学的资料。此外，如果可能的话，采集生物群的标本要比采集孤立的个体标本更好一些，因为这便于用统计学方法进行鉴定。最后，岩层的这些基本特征虽然主要是由野外地层工作者来研究的，但它们还应该与各种专家相互配合，在对所采集的化石进行研究时或者在采用某些特殊研究技术（如与了解沉积物地球化学性质有关的某些技术）时尤其需要这样做，不过，这些专家必须明确地认识到，他们是辅助野外地层工作者并与他们合作、一起来综合在野外采集的各种资料及在实验室获得的各种资料的。

同样重要的是，鉴定出来的各种特点必须在一定程度上做到尽可能的客观。任何特点都不应该无事实根据地舍弃。事实上，这时所做的选择都可能丢弃一些资料，而后者的重要性在这个阶段上还是不能判断的。只是在解释的阶段才有可能，并且应当进行这样的选择，并且在进行剔除时，选择那些仅有的事实，而这些事实所具有的意义是人们无意识指出的，或者并非是主观愿意指出的。

Ⅱ、资料的描述

在收集资料的每一个步骤中都要作记录、画素描并且常常要照像。显然，每一个记录、素描、照片和其它资料的相对位置以及它们在整个岩层中所处的位置都应该非常正确地注明。将这些资料编录成一个卷宗，人们就能很方便地运用带有一定字母的表格，加上适当的文字补充，形象地表明所观察到的沉积层的最明显的特征。

这个表格自左至右一般包括以下内容（图25）：

1．高度比例尺

比例尺取决于表格的大小，按照所选定的比例尺，就可以把观察到的每个沉积体的厚度描绘在图上，进行比较，然后标定每个沉积体的位置。

2．岩性剖面

这种用线条花纹（图26）画出的柱状剖面表示着所观察到的沉积体系列，每个沉积体的岩性，并且指出了它们的不连续界面。

3．关于沉积体系列的内部结构及其岩石学、岩性和地球化学特征等的观察结果

表中特别要包括：

a）每个序列的岩性曲线。—这个曲线是以岩性柱状剖面为依据并以局部地区的实际序列的各个不同岩性组的次序为横座标而绘出的（图27）。所观察到的真实序列中的每个岩性组在这个曲线上由水平方向上代表其所属岩性之点和在垂直方向上代表其实际序列之点的交点表示。当一个序列为正序列时，曲线是上升的线（由低而高），当一个序列为负序列时，曲线是下降的（由高而低），当一个序列为对称序列时，曲线先上升然后下降或者相反（图28）。绘制所有这些曲线是序列分析中的一个重要阶段，序列分析是一种研究

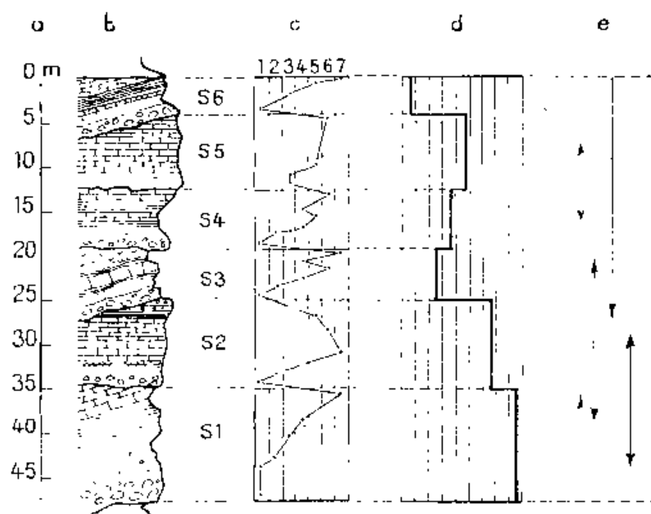


图 25 地面研究结果一览表实例

表中应包括：a）厚度比例尺；b）岩性柱状剖面；c）岩性曲线；d）厚度变化曲线；e）化石、重矿物和其它岩石颗粒或观察的岩性在垂直方向上的分布情况。略去的资料应该记在图后的附记中（其中记有一切不能在图中表示的资料）

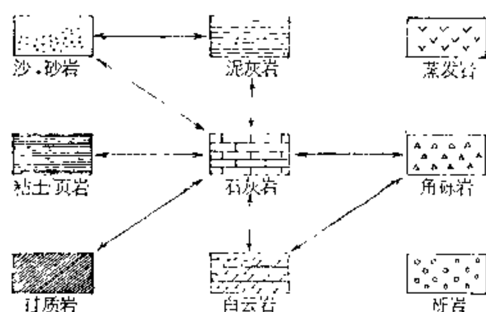


图 26 一些用来画岩性柱状剖面的常用的线条花纹

合并使用被箭头联接起来的线条花纹可以表示复合的岩性，例如粉砂质泥灰岩、砂质灰岩或泥灰质灰岩、角砾灰岩、白云质灰岩、泥质灰岩、硅质岩或者角砾质白云岩。当然，必要时还可以用其它的结合图例

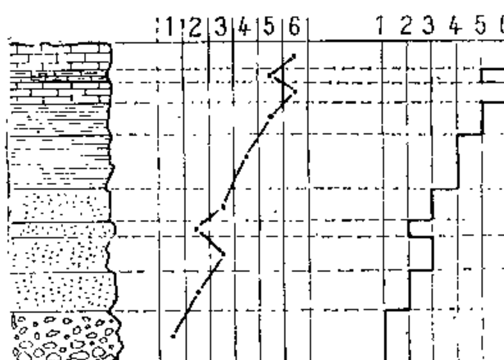


图 27 一个沉积序列的岩性曲线的绘制

（见书中正文）。右边的曲线是另外一种画法。用来绘制这个曲线所采用的局部地区的实际的沉积序列是：1—程度不等的粗砾岩；2—粗砂岩；3—细砂岩；4—页岩；5—钙质页岩；6—石灰岩

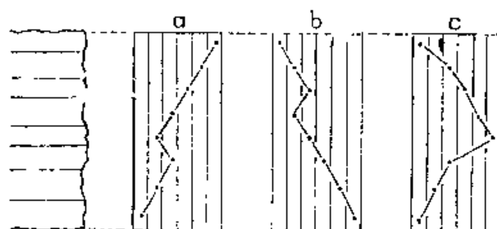


图 28

a）一个正序列的岩性曲线；b）一个负序列的岩性曲线；c）一个对称序列的岩性曲线

沉积岩中沉积物连续堆积顺序藉以明瞭其逻辑性为目的的方法。除此以外，通过这方面的工作还可以查明有无复合序列或巨大序列存在，后者指出了所研究的沉积作用的一般趋势，并且揭示了这种复合序列中的某些组合——表现了在上述的一般趋势下的、几种不同时态的子序列。

b）每个子序列岩性组的厚度变化曲线和连续序列的厚度变化曲线。这些曲线和岩性曲线都是以同样方式组成的，所不同的只是这些曲线是以岩层厚度作横座标（图30）。

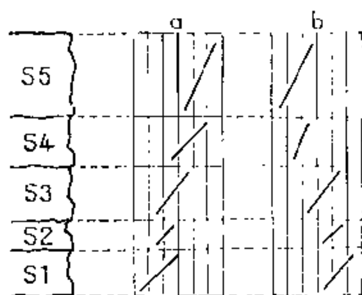


图 29 复合序列或巨大序列的岩性曲线

曲线a表示几个正的子序列的正趋势系列；b表示几个正的子序列的负趋势系列；显然，其它联合形式也是可能的

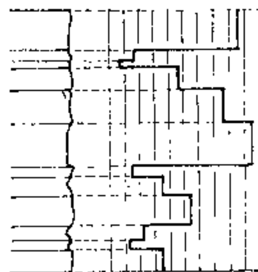


图 30 在一个序列内或一个复合序列的子序列内的岩性组厚度变化曲线的绘制方法

（解释见本书正文）

c）岩层的每个明显的碎屑序列粒度统计矩形图。

d）所观察到的矿物颗粒（如重矿物等）和地球化学的特征（如微量元素等）的垂直分布图。

4．古生物资料

即化石的观察结果——对于所遇到的及后来鉴定了的各种化石的观察结果，特别是它们在垂直方向上的分布情况和每个种属出现的频率。

B. 地下的工作方法

这是石油地质和矿山地质工作者所使用的一些工作方法。当地表矿藏已经采掘净尽或者在地表不存在矿层、必须揭露在深部的急需的矿层、特别是碳氢化合物层时就必须使用这种方法，另外，为了更准确地决定朝着哪些方向来勘探这些矿层，并且获得有关这些可能矿产地的各种类型的更连续、更完整、更精确的资料也必须使用这种方法。

在地下方法中，有一些依靠钻孔，这些钻孔是勘探孔或者以后生产用的孔。这种方法提供了一个连续变化的记录——一些随深度的大小而改变的并且在不同程度上直接与钻孔所穿过的沉积岩的岩性和岩石学特征相关的物理参数，它们有时候也提供了有关上述这些特征的直接资料，不过这只是在极少的时候是如此。每一个这样的记录称为测井图，或者根据石油地质工作者的国际叫法简便地称为“log”。其它的地下方法称为地球物理技术。它们主要是地震方法、重力方法和磁法。地球物理方法也提供了一些随深度而改变的某些深部岩层特征的测井图，但这种方法与前述的钻井方法不同，它们全都是在地表进行测量的。

1、主要的钻井测井图及其应用

1860年在美国的宾西法尼亚州的第一批井是用锤敲打钻进的，即：使一个重大工具多次降落并用绳索将其不断提起来。今天所使用的转动钻孔工具只是在1901年时才在美国得克萨斯州开始出现的。

目前使用的旋转钻具，通常都安装有齿轮钻头和坚硬的金刚石钻头，由一组钻杆连接到地面并使之作旋转运动(图31)。钻头钻进过程中，破碎的岩屑被用一种液体——泥浆——带到地面，后者是把水和粘土按照特别严格规定的比例混合成的，关于这种泥浆的质量要求可以在某些钻井图上见到。泥浆注射到钻杆里，到达钻头，使钻头冷却后，通过井壁和钻杆间的环行空间再上升到地面。在地面澄析后的泥浆重新注射到钻杆里，澄析出的岩屑被系统地取样以供研究之用，余下的岩屑被抛掉。随着钻探工作的进展和需要，现在人们常使用一种特殊的工具来代替钻头，以便能提取钻探所穿过的相当深的岩层，这种工具叫岩心提取器，这样提取的岩层叫岩心。

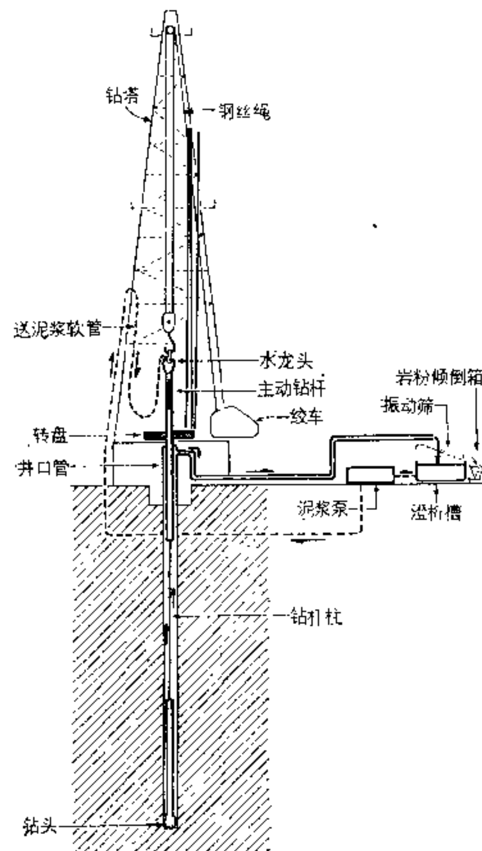


图 31 钻探装置图

注意箭头所指示的泥浆循环系统。图中没有画发动机。主发动机带动主动钻杆并通过旋转台带动钻杆组及钻头（据Encyclopedia Universalis 1970）

当然，由于钻井需要投入巨大的资金，每个井位都是精心选定的。井位的选定取决于已经获得的关于盆地的知识，这些知识首先来自地面的研究，其次是地震的研究，此外还有对过去钻孔资料的研究。目前的技术条件已经允许我们不仅可以在内陆进行钻探，而且也可以在海上进行钻探，可以在浅海抛锚进行海底钻探，甚至在整个钻探期间可以在船上进行严格自动控制定位的钻探。这种动态抛锚是利用一种特别昂贵的装置进行的，后者包括一个偏航检测器和一个电子计算机，这种检测器可以自动指出对于一个固定地点（这个固定地点通常通过人造地球卫星确定）的偏离度，并由电子计算机把这些资料储存起来，指挥一些在强度和方向上可以调节的推进器，以消除偏离。这样就可以在冷和热的海水里同样地进行钻探，即：在极地附近也可以进行钻探，碰到冰山时，这样的船可以抛弃钻孔而毫无损失，当所有危险排除后，钻探可以重新进行。过去，由于花费大，需要的资金多，人们常常受到限制，然而，自从引进这些新的钻探技术以来，调查的可能性大大地增多了。

1. 不同类型的钻孔测井图

根据钻探记录时期的不同（在不同的钻探阶段内）和钻井设备的不同，测井图分为直

接测井图和差异测井图两种。

a）直接测井图——这是人们在钻探过程中完成的测井图，全部的直接测井图就构成了钻探的地质检验图。这种测井图是根据带到地面来的泥浆、泥浆所携带的岩屑以及钻头钻进速度的测量等的系统的调查研究结果而绘制出来的。

利用自动记录密度器连续测定泥浆的密度，用气体探测器和脱气器测定泥浆中气体的碳氢化合物的含量。然后用层析仪将这些气体，特别是首批碳氢化合物系列分离为气相偶，以便鉴定它们的组份。最后，用记录泥浆在澄析槽里的高度的方法来监视循环泥浆体积的变化，以便发现可能的、外来液体的加入。

对于岩屑首先是在双目镜下进行研究，如果必要的话，还要进行薄片研究，以便鉴定这些岩屑的性质并查明其中是否有微体化石存在，如有，就鉴定它们。然后，对这些碎屑物的物理参数如密度、pH、含盐度、电阻率等等进行测定，在这些物理参数中某些参数可以用来解释差异测井图。这些观察可以通过对提取上来的岩心的研究而得到补充，最后达到全面了解。

钻头的钻进速度反映着岩性，因为，如果说钻进速度有一部分是取决于钻探技术条件的话，那么，它们也同样地取决于被穿透岩石的物理特性。

b）差异测井图——这是在钻探已经结束，钻头已经提升而井壁尚未套装之前完成的测井图，即在组成井壁的岩石还处在同钻探泥浆接触时所做的测井图。装有一定的、适于研究所需参数的探测器在钻井里以恒定速度下沉（图 32)。按照参数类型的不同，这种探测器有的带有发送器装置，有的不带发射器装置。随着探测器的不断下沉，接收的数据被传送到地面，在地面，这些数据中与所选择参数无关的数据被自动筛选掉，剩下的与所选择参数有关的数据被连续地记录在一个曲线图上，这种技术能够测量和记录探测器所穿过的每一深度上的岩石电阻率、自发极化强度、放射性、声波传播速度、孔径等等。

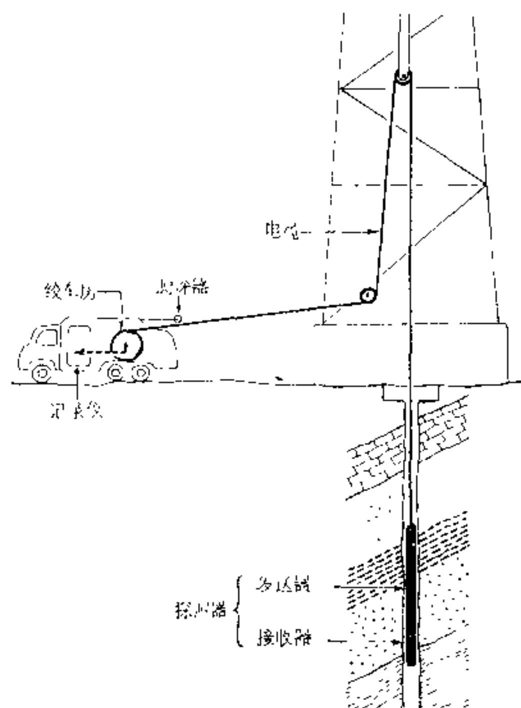


图 32　绘制差异测井图的测量装置示意图
除井架外，图中未画其它钻井装置。井内保持泥浆充填
（据R.Dadonne 和 R.Desbrandes, 1968）

Ⅰ、电阻率(*R*)测井图——这种图上所记载的是每个被穿过的沉积体的电阻率，即指单位体积的电阻率。这个电阻率是岩石本身电阻率与它所含液体电阻率的共同的效应，因此，它的大小是随着岩石性质、岩石孔隙度和岩石所含液体的性质而改变的。平均说来，在含有同样液体的岩石，孔隙度为10％的岩石，其电阻率会比那些孔隙度为30％的岩石大10倍。孔隙中充满了盐水的砂岩，即：导电性很好的砂岩，其电阻率是很低的，而那些充满了碳氢化合物，导电性较差甚至很差的同样的砂岩，则具有很强的电阻率。孔隙度较小的石灰岩和石英岩也具有很强的电阻率，蒸发岩也是这样。图 33b 所示

一条电阻率曲线的形态。

Ⅱ、激发极化(ps)测井图——在钻探泥浆水与岩石里所含的液体水之间存在着弱电位差，存在于前述岩石里的粘土与存在于泥浆里的粘土起着一种薄膜半渗透作用，并确定了记录的基线。上述的电位差取决于粘土的有无及其性质、泥浆和岩石中液体的各自的含盐度以及岩石的孔隙度。电流是从那些含盐度较小的液体向着那些含盐度较大的液体流动的。因为泥浆一般都是用淡水配制的，所以电流经常从钻孔泥浆向岩石流动。人们把这种现象称为负电位差。相反，当探测器穿过盐层，泥浆被污染时，则可能出现反向，变为正电位差。另外，岩石孔隙度越大，这种现象越强烈。因此，一个可渗透的砂岩或一个有孔隙的石灰岩会具有较页岩或致密灰岩更强的激发极化率。同样地，蒸发岩具有较弱的激发极化率。图33a所示的是一个激发极化曲线的形态。

Ⅲ、放射性测井图——这类图中所记载的有的是所穿过沉积体的自然放射性，有的是由探测器发射中子进行轰击所产生的感应放射性。这种放射性测井图和电子测井图不同，它们已变得越来越重要，因为它们能够在井孔套装时进行。

自然放射性在发射γ射线时表现得最好，它们可以记录这些射线的强度随深度不同而发生的变化。这种放射强度主要是和岩性及岩石中所含液体的性质与数量密切关联。岩性的影响取决于某些沉积物（例如那些在凝固时期在坚硬的底面上形成的磷酸盐壳层）中放射性同位素的有无。岩石中所含液体的性质与数量的影响取决于这些液体是否富含溶解了的放射性盐，如果含有的话，则自然放射性还能反映岩石的孔隙度。当岩层中的岩石从一种沉积岩转变为另一种沉积岩时，自然放射性会有很大的变化。一般说来，粘土页岩的自然放射性较高，而砂岩和石灰岩的自然放射性则较低，这样就存在一种和激发极化极其相

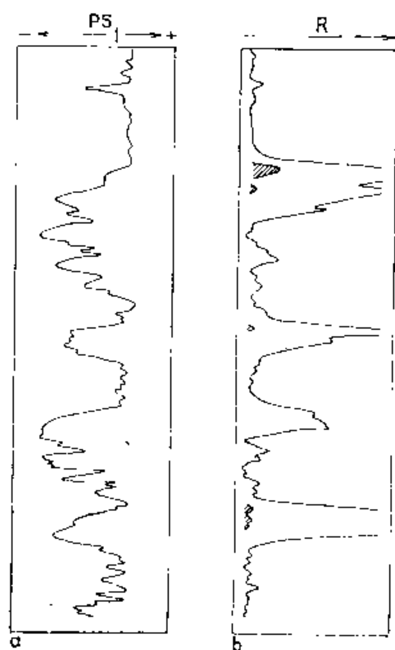


图 33 激发极化（Ps）记录曲线和同样岩性的电阻率（R）记录曲线实例
（据 Krumbein 和 Sloss, 1963 年）

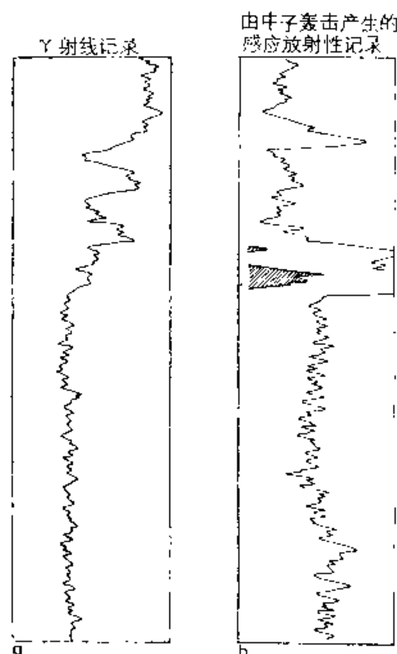


图 34 一个岩性递变情况相同序列的自然放射性（γ射线）记录和由中子轰击产生的感应放射性记录实例
（据Krumbein 和 Sloss 1963 年所绘图）

似的自然放射性，所以在钻探研究中有以自然放射性来代替激发极化的趋势。图34提示了一个自然放射性曲线的形态。

由探测器发射的中子轰击所产生的感应放射性同样直接与岩石孔隙度有关。图34提示了一个感应放射性的曲线形态。

Ⅳ、声波传播速度测井图——这种图上所记载的是声波的速度。下降的声源在井孔里发射出声波并且在穿过中间的岩层之后传播到地面的接收器。这个参数决定于岩石的密度和弹性，也就是说，决定于岩性和岩石结构，此外，如果岩石有孔隙的话，还决定于岩石所含液体的性质和数量，这也就是说，这个参数也决定于孔隙率。一般来说，粘土页岩的传播速度较小，而在致密岩石和无孔隙岩石（如很多的石灰岩）中则声波的传播速度较高。因为声波传播的速度与电阻率无关，因此，声波传播速度的记录可以揭示前面几种测井图都不能记录的不同的岩性。

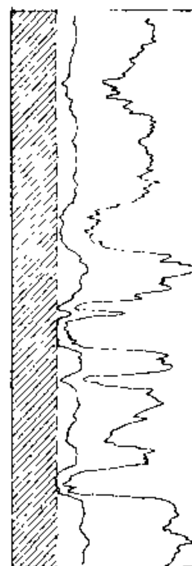


图 35　钻孔孔径变化记录举例
斜晕线带相当于钻头直径。左边曲线提供了孔径的真实变化率，右边是放大了的孔径变化率（据 R. Desbrandes 1968 年）。

Ⅴ、孔径测井图——这个孔径是在把量径规放到井下时测量的。孔径的大小与岩性有关，某些岩石（如盐岩）会被冲释，某些岩石（如粘土）会在钻探泥浆通过时流逝，这时孔径就会被扩大，而胶结的岩石如石灰岩则会形成孔径极小的光滑而笔直的井壁。因此，在这些孔径的变化情况中也就记录了所穿过岩层的岩性变化情况。孔径的大小也取决于岩层的片理和倾斜度，即：可能出现的、足以限制扩孔或促进扩孔的优选方向。最后，井孔大小还取决于成岩作用，紧密的粘土和页岩不发生扩孔，而未胶结的沙子则相反。因此，钻孔孔径的记录同样提供了钻孔所穿过的不同岩层特征的图象（图35）。

2．钻探测井图的表示和应用

每一种测井图都以卷轴图形式表示，图的纵座标轴表示探测器到达每个相邻岩层的时间，即：当下降速度固定不变时，就表示每个岩层的深度。横座标表示所记录参数随深度而变化的情况。一般说来，最好把同一井孔的不同测井图并置在一起，这样可以便于比较穿过每个沉积体时所获得的各种资料。实际上，在钻孔测井图上，一个孤立的资料很少有鉴定意义，为了较好地全面理解所研究的岩层，常需要进行这样的对比。

这样，所画的图表自左至右包括（图36）：用同样比例尺画的岩性柱状剖面图，根据泥浆和岩心的研究结果得出的或者是差异测井图判断的化石和重要矿物的垂直分布图，各种差异测井图曲线。根据地表研究所建立的柱状剖面是用规定的线条符号和颜色画的，有了这种图就可以免去冗长烦琐的文字描述。

测井图的应用包括以下几个方面：即根据记录确定所穿过沉积体的界线并进行解释；鉴别构成每个沉积体的岩石性质；最后认出岩系的序列、韵律、旋迴及表示沉积作用中断的明显的不连续。

a）沉积体界线的划定和解释——原则上岩性在垂直方向上的所有变化都是根据物理参数的变化得出的，由一个沉积体向另一个沉积体的每一个过渡都被记录在测井图上。另

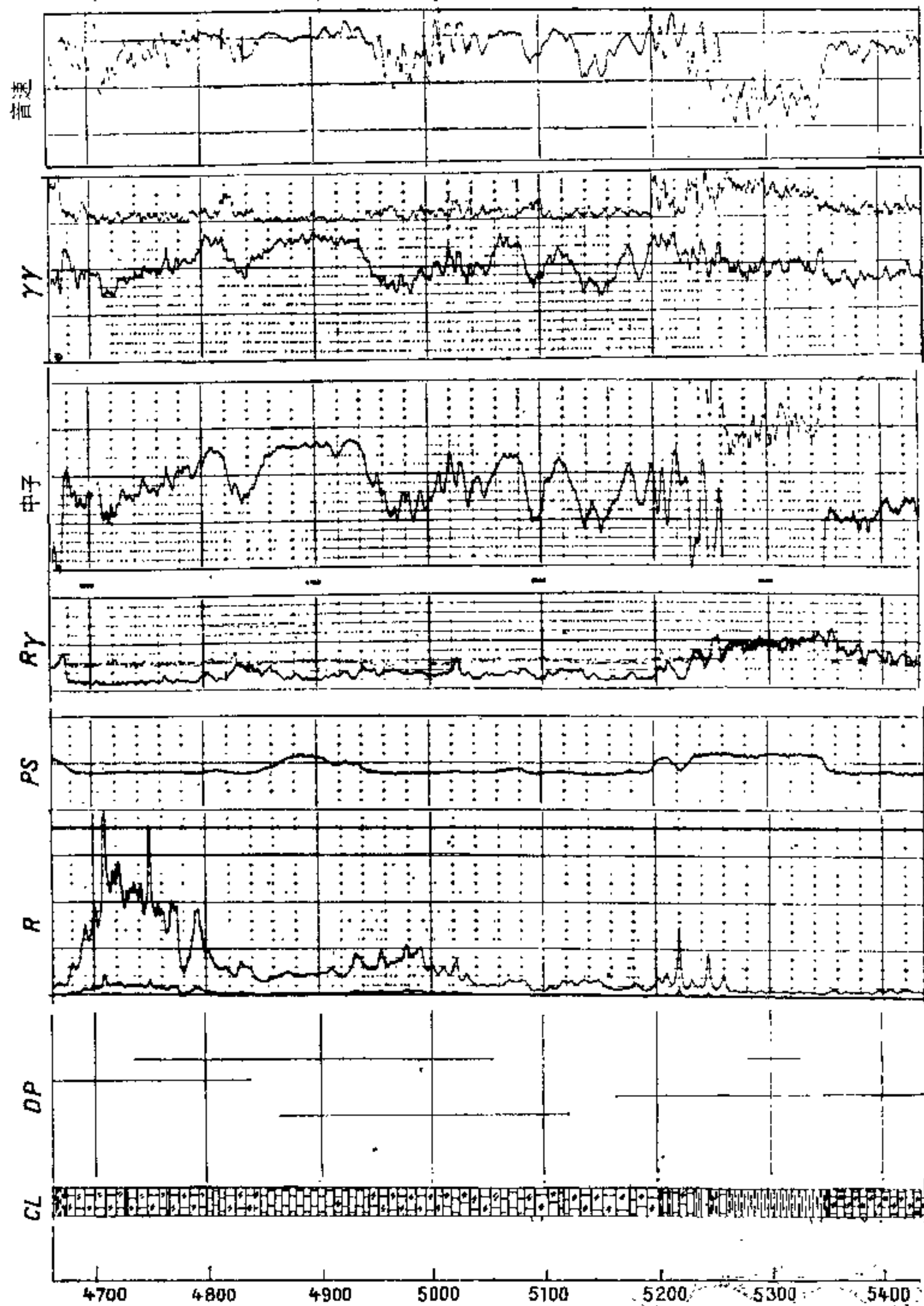


图 36　在钻探过程中完成的钻探记录一览表的例子

这个表原则上包括：深度比例尺，根据直接测井图和差异测井图的解释而绘出的岩性剖面（CL），直接测井图提供的古生物资料（DP），一条或几条电阻率曲线（R），一条激发极化曲线（PS），一条γ自然放射性曲线（Rγ），一条中子感应放射性曲线（Neutron），一条γγ强度曲线（γγ）（根据该曲线可估计出γ射线轰击后所穿过的岩层厚度），一条声波传播速度曲线（Sonique）等

（据O. Serra 1972年）

如果这种过渡是迅速的话，或者具有不连续（这种情况更有把握）的话，其测井记录应该很清楚地反映出来。因此，如果在一个页岩系内部有间隔越来越大的块状石灰岩存在的话，原则上在R、Ps，或γ曲线上就应该有一个可区分的明显的曲折，即在这个页岩系里存在一个页岩-石灰岩的过渡。实际上，沉积体界线记录的清晰程度取决于沉积体的相对厚度和绝对厚度，取决于接受器的容量大小（与沉积体绝对厚度相比较），当不同情况并存于探测器上的时候，还取决于接受器的间隔，也就是说，归根到底取决于人们想要查明的岩性变化程度大小与所使用的测量仪器的可能性。因此，不可能区分厚度小于接收器间隔的岩层，至于在这个间隔里所包含的岩层就更不必说了。事实上，接收的信号是每个岩层各自的信息的总合。由于同样原因，测井图上的参数值只是在一个沉积体内向另一个同样地非常不同但序列相反的沉积体过渡时，才会发生突然形式的变化，在上述情况下，沉积体的界面常不表现为切割方式。

然而，测井图在实际上还是一种很好的确定沉积不连续性的方法，不过这必须有一个条件，即：所区分的沉积体厚度不能太小。在一些最主要的不连续性中，某些不连续性会较好地表现出来——这些有时存在的层理不整合或上冲断层的不连续性常常会出现在测井图上，有时甚至表现得非常明显(图37)。

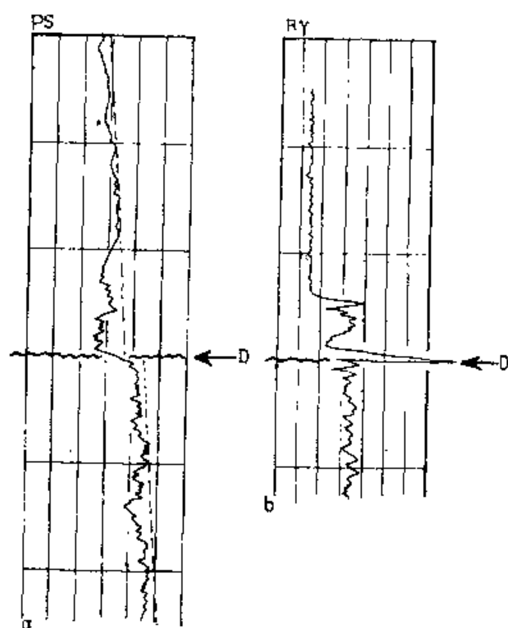


图 37 用测井图揭示出来的不整合

a）通过粘土层基线移动揭示出来的不整合（D）；

b）通过自然放射性曲线的特大的高峰而显示出来的不整合（D）

（据O.Serra 1972年）

b）所穿过岩层岩石性质的鉴别——这种鉴别只有在人们精确地了解了所研究的每一种参数的不同数值同相应的岩性和岩石学特征的关系时，才是可能的。然而，如果人们很好地了解每种参数同岩石的某些物理性质，例如电阻率、自然放射性、感应放射性与孔隙率的关系式的话，就可以比较容易地判断存在于岩石物理性质与岩性、岩石学特征之间的关系了。例如石英岩与石灰岩具有同样程度的致密程度，砂岩和某些页岩有类似的孔隙度等。

因此，在实际工作中，要想鉴别一个由沉积岩组成的复杂体，就必须把那些根据在某一深度上所记录的各种参数而得出的资料结合起来一起考虑。这种结合有时是比较简单的，只要两个两个图进行核对就可以了（图38）。但是有的时候，在复杂情况下，要想解决与所记录的每种物理参数相应的各种方程式所组成的系统，就要有像电子计算机那样强大的计算方法才能进行。这样，在对测井图经过相当程度的深入检查并且对连续的岩层做出岩石学方面的鉴定、对每一个岩层都获得了像孔隙度、平均密度、粘土性质及百分含量等等定量的资料以后才能结束工作。

c）序列、韵律和旋迴的展示——由于沉积体的界线不可能很精确地区分，所以只是在序列的厚度超过厘米级时，或者在米级甚至十米级时，才可能展示沉积体的序列、韵律和

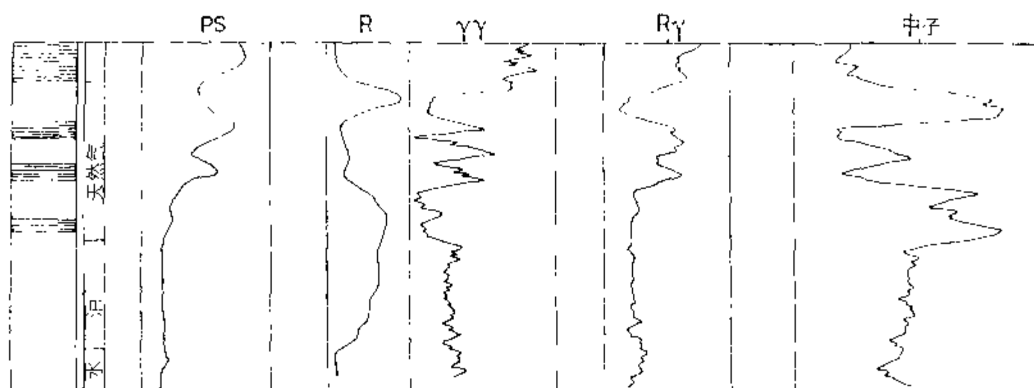


图 38 在含有水、石油、天然气的同一个砂页岩系的不同测井图中可能存在的差别示例

（据A. Perrodon 1966）

旋迴。当然，这样的界线几乎不能鉴别出序列的顶面和底面。但却能看到序列的岩性组厚度变化的方向，或者沉积动能变化的方向等等，通过这些变化可以看出所研究沉积岩层的沉积作用的某些一般趋势（图39）。

Ⅱ、地球物理方法

对地层工作者来说，最感兴趣的就是地震反射法，不过重力法也能向他们提供某些有用的资料。

1. 地震反射测井图

自从人们知道如何使地震仪小型化、使之成为可以移动的以来，测井图就成了一种既使用方便、又不太昂贵的图谱。因为这种缘故，这种测井方法现在已在所有深度上，不论在大陆和海洋上，都同样地被使用。

a）原理和技术——在两个弹性不同而又互相叠置的岩性体间形成一个不连续界面，这个界面构成一个镜面，地震仪记录地面引起震动和界面反射后其回程的时间(图40a)。如

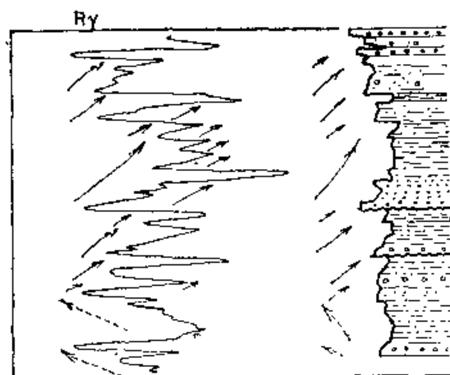


图 39 在一个岩心上和在一个连续的沉积岩系的测井图上观察到的序列间可能存在的关系示例

连续沉积序列的正特征（用实线箭头表示）和负特征（用断线箭头表示）在岩心和测井图上都表现得很清楚

（据 O. Serra 1972 年）

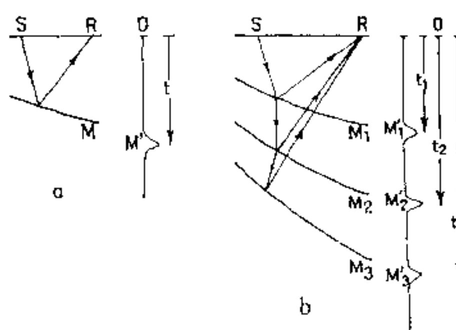


图 40 地震波反射原理

记录的M符号是由地面S′发射的震动碰到镜面M时的图象，在S面的时间为0，在镜面M上反射之后回到R处的时间为t，同样，符号M'_1、M'_2、M'_3……等等是由S面发出震动经过反射和折射以后，界面M_1 M_2，M_3……等等的映象

果已知地震波传播的速度，那么就可以比较容易地通过这个时间的记录转变为镜面深度的记录。另外，通过这个镜面反射而收到的只是震动能量的一部分，而另一部分能量则穿过镜面并为下一个镜面所反射，这样继续下去，可以同时记录几个不连续界面的图象（图40b）。

在实际工作中，人们装置一个发射源S和几个接收器R_1、R_2、R_3……等等（图41）。震源可由一个炸药包或者密闭在爆炸箱内的混合气体构成，这两种震源都可以借助于电弧火花爆炸。在陆地上，震源一般置于几米至几十米深的井内。在海上，爆炸是在水里发生的。接收器是一些手提式地震仪，人们把它们按一定间距放在通过震源的剖面上，而在海上进行研究时则是用船拖引。每个地震仪都与一套放大器和卷筒记录仪连接着，在卷筒记录仪上分组记录接收的信息。震源点火后，记录卷筒就自动开始转动。这时，记录卷筒上就一排排地描绘出设置在各个地点上的每个接收器所给的信号。卷筒轴通常是水平的，它的旋转速度与所经过的时间成正比。因此，记录在横坐标上的是收到的震动强度与接收器间的距离，记录在纵座标上的是发出震动并碰到镜面反射回来所经过的时间，或者说是镜面深度。

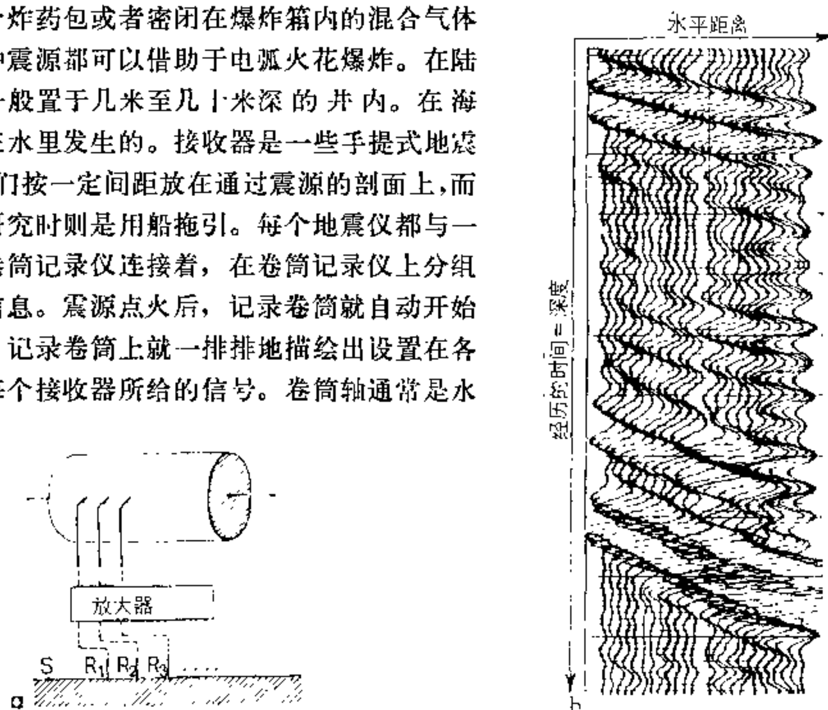


图 41　地震反射记录仪原理

a）记录装置。在地面S发出震动以后，由接收器R_1、R_2、R_3……等接收的符号先被放大，然后被以稳定的速度记录在卷筒上；b）反射地震仪记录的震谱的细节。纵轴以秒或米表示

b）记录的应用——原则上，所记录的每种曲线都表现为连续的曲折，这些曲折相当于由震动所引起的各种不连续（图41）。这些曲线并置起来，就可以揭示出沿着由接收器所规定的剖面上的每种不连续的延伸，并查明其可能发生的变形。

然而，实际上所得到的曲线经常是复杂的，这可能是由于传播速度不同的纵波和横波同时存在、反射和反复折射现象以及衍射现象和地面自然晃动现象等原因。另外，由于各种波的不同波速及所穿过岩层性质对于波速所产生的影响，发射与接收之间的时间并不是简单地随深度的大小而变化的。因此，在解释地震记录以前，必须消除这些干扰。这种消除工作，在以数字形式记录的信息时，可以通过电子计算机来实现。

不管怎样，通过野外地震反射，可以画出所研究地点的真实的地下剖面。这个剖面包括所碰到的连续的岩层及其厚度变化情况，明显的不连续性以及岩层的变形（图42）。剩

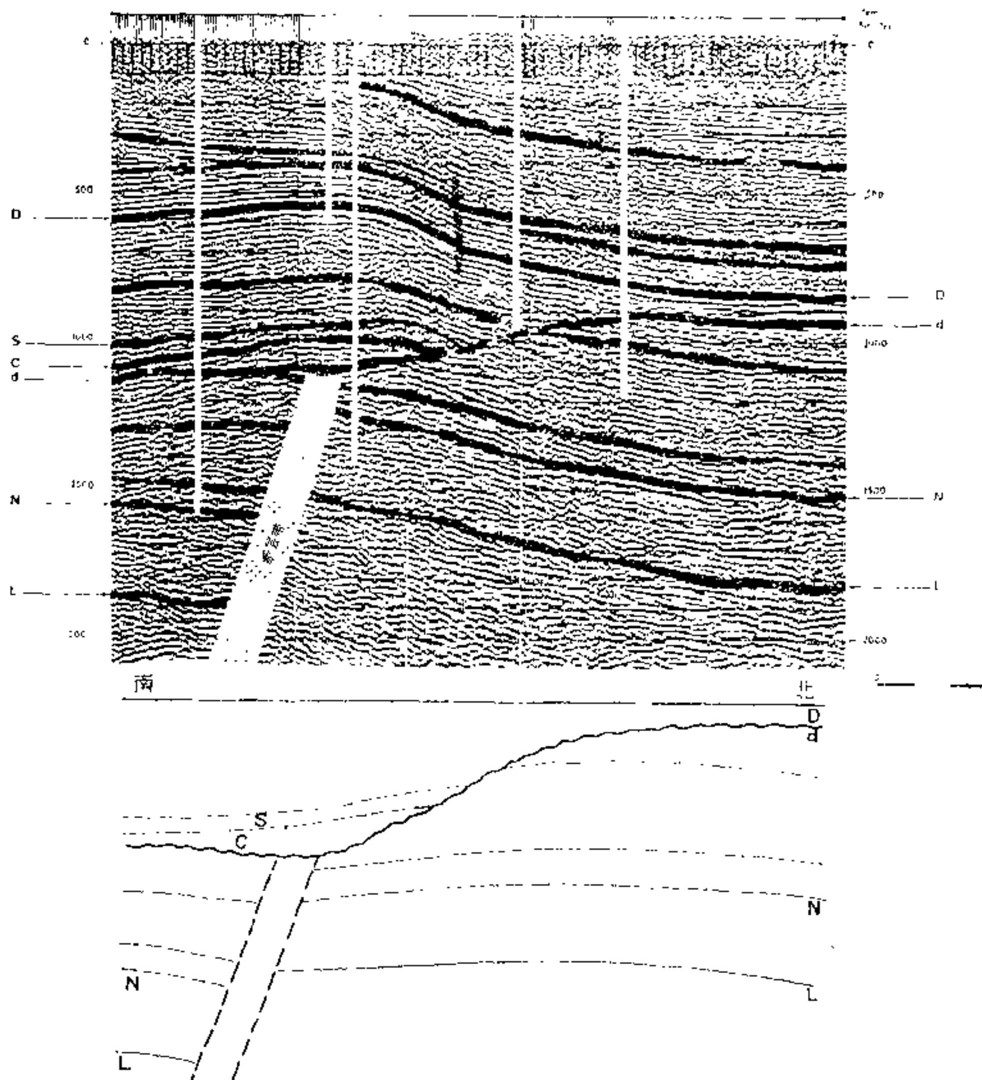


图 42　一个地震反射的区域剖面的例子及其解释：法国波城郊区南Aquitaine的剖面

记录的垂直轴以米为单位，它提供了所遇到的连续的反射波的实际分布状况。可以直接看到大的不连续和明显的断裂带的存在。这个解释是根据钻探资料做出的，并在记录上指出了侵位及深度。这些资料特别指出，D是达尼阶上层面，S是下森诺阶的顶板，C是上白垩系森诺曼阶的顶板，N是尼欧克姆统的顶板，L是里阿斯统的顶板，d是发生在下白垩系与森诺曼阶之间的、由于构造变形和侵蚀作用而造成的不整合，断裂带是在这个不整合之前形成的。因此，这个记录表明，比利牛斯山前森诺曼运动在法国南Aquitaine也表现得很明显。记录还指出了该区在晚白垩纪时的海侵模式以及沉积物厚度在时间和空间上的变化。这个解释表明了在记录所表示的第三纪构造变形发生之前，该区在晚白垩纪末的状态

（据R. Ricateau和J. Villemin 1973年）

下的只是在一些经过适当选择的地点打几个钻孔，根据钻探结果鉴定这些不连续性和层位，然后做出全面的解释。这个方法可精确到100米左右。

2．重力方法

重力方法是一种测量地球表面各个点的重力场变化的方法。然而，人们知道，重力场一共代表着三种异常，这三种异常具有各自的重力强度 g。这就是考虑到地球是个椭球体而不是个正球体，由于纬度不同而产生的异常；由于海拔高度不同而产生的异常，即在同

一个纬度上，山顶测量的数据不同于洋底测量的数据；在测量点上，由于地下岩石成份和构造不同而引起的异常。最后的一种异常（布格异常）是大家时常听到的，它引起了地质学家（有时还有地层学家）的兴趣。事实上，当深部岩层的密度非常大的时候就出现正异常，当情况相反时，就出现负异常。这种异常，可以根据校正过其它异常影响的重力仪提供的数据进行计算。根据测量的异常数据编制异常等值线图。这些数据和这些图特别被用来设想地壳深部的物质组成。此外，人们还用它来阐明被表层沉积物覆盖的隐伏构造和盐丘体。

结　论

利用各种地层研究方法与技术在一个沉积岩层的可以去到的地点所取得的局部剖面，是在这个沉积岩层中所采集的岩性、岩石学、沉积学、古生物学资料的总和，这些局部剖面是地层工作者以后进行进一步综合的唯一的资料来源。因此，沉积岩层的层理的研究就成为研究历史地质学必不可少的第一个阶段。

第一篇的参考书目

BERSIER, A. — Séquences détritiques et divagations fluviatiles. *Ve congrès international de Sédimentologie*. Éclog. Géol. Helv., 1958. Vol. 51, nº 3.

BUSSON, G. — L'analyse des faciès et des caractères sédimentaires. In *Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien*. *Thèse, Paris*, 1971.

COMITÉ DES TECHNICIENS DE LA CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DE PÉTROLE. — *Techniques de laboratoire en géologie pétrolière*. Éditions Technip, Paris, 1964.

Principes d'analyses sédimentologiques. Éditions Technip, Paris, 1974.

DADONE R. et DESBRANDES, R. — *Notions de diagraphies*. Éditions Technip, Paris, 1968.

DESBRANDES, R. — *Théorie et interprétation des diagraphies*. Éditions Technip, Paris, 1968.

HUMBERT, L. — *Recherche méthodologique pour la reconstitution de l'histoire biosédimentaire d'un bassin*. Éditions Technip, Paris, 1972.

LEBLOND, A. — *Les forages*. Encyclopédia Universalis. 1971.

PERRODON, A. — *Géologie du Pétrole*. P.U.F. éditeur, Paris, 1966.

PETTIJOHN et POTTER. — *Atlas and Glossary of primary sédimentary structures*. Springer Verlag, Berlin, 1964.

POTTER et PETTIJOHN. — *Paleocurrents and bassin analysis*. Springer Verlag, Berlin, 1963.

RICATEAU, R. et VILLEMIN, J. — Évolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de plateforme du sillon sous-pyrénéen, en Aquitaine méridionale. B.S.G.F., 1973, t. XV, nº 1.

SERRA, O. — Exposé synthétique sur les méthodes diagraphiques. *Colloque sur les méthodes et tendances de la Stratigraphie*. Éditions du B.R.G.M., 1972, nº 77.

SHROCK, R. R. — *Sequence in layered rocks*. McGraw Hill, éd. New York, 1948.

第二篇　地质年代学和地层学

在描述完一个沉积地层的局部地区的剖面以后，地层学家就要着手判断各种地质事件——这个剖面偶尔会留下它们的标志——的发生的时间。在从事这项工作时，有的学者只限于研究和认识这些被显示出来的事件在时间上的先后顺序。他们仅仅划分了过去的地质时代，而不去考虑间断期（根据它们可以查明相应事件的特点）的确切时间。另外，那些比较有抱负的地质学家，则可能试图测定两个连续事件间所经过的时间，而后判断每个事件的年龄。在这两种情况下，都向地层学者提出：怎样从地质时代角度表示沉积地层。

第三章　时间的表示和沉积地层

一个层状沉积地层首先表示出来的是沉积这些连续岩层所需要的时间——至少是其中一部分的时间。其次，它所具有的每个薄层都在不同程度上是该地区的地质历史中相应时期的直接证据。人们都知道，在剖面上的相应的点上是会看到它们所显示出来的岩性的、岩石学的和古生物学的基本特征的，因此，沉积地层的一个局部地区的剖面就表示着它们沉积所需的时间，以及它们所标志着的、沉积过程中所曾发生的地质事件的顺序。同样地，一个立体图——它的轴表示许多曾被研究过的局部地区的剖面中各个点的地理座标和这些点的各个不同沉积体的厚度，另外，这样的图还反映了沉积体的主要的岩性、岩石学和古生物学特征，（图 43A）则表示出各相应的整个地区的全部沉积物沉积所需的地质时间，使我们能够确定这些沉积层所标志的地质事件是在哪个时期发生的，或者，它们是在什么地点发生的。

与此相反，一个局部地区的剖面或者沉积物水平空间-厚度立体图所表达的、沉积体所经历的地质时间则是不完整的、局部的。实际上，由于沉积地层所包含的不连续和每个沉积地层中的沉积作用的间断（这是大家都看到的），有一部分已流逝的地质时间是没有被与其相当的沉积物表示出来的。当然，倘使我们所见到的是一个比较小的不连续的话，相应的间断可能仅仅是几天、一个季度、一年，以至几十或几千年，也就是说，倘使这些不连续是短暂的或相对地短暂的话，则从地质时间上讲，是可以忽略不计的，因为地质时间的度量单位为几百万年。但是当涉及较大的不连续，也就是说，当所见到的间断是一个与大陆被淹没或山系的出现和消失相连系的间断时，情况就不同了。譬如，一个沉积地层可能包含了一些相当于几百万年、甚至几千万年或几亿年一段时间的不连续，并且往往只是一种现象、只是一种痕迹的不连续，至少在局部地区是如此。没有任何相当沉积物表示的、只能通过两个相继的沉积地层之间的界限辨认出来的较大的不连续，其所表示的这样一段时间叫缺失，表现出这样缺失的地层称为缺失的或不连续的地层。

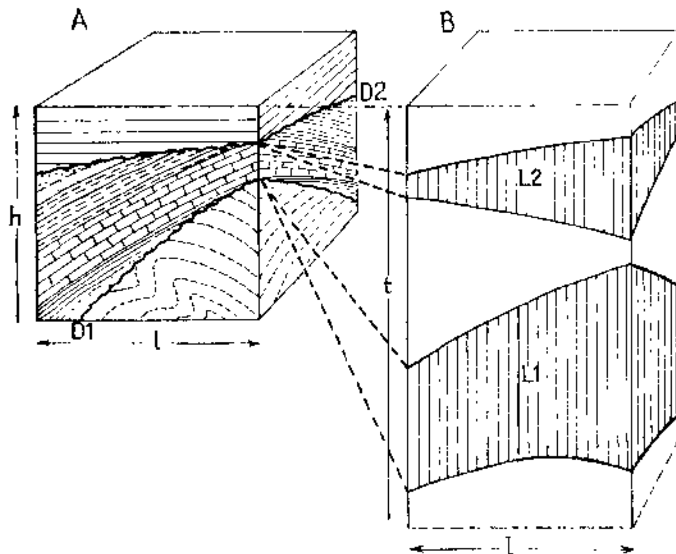


图 43 地史时间的表示和沉积地层

立体图A的纵轴h和长宽各向的尺度一样，都用长度单位标出刻度。因此，从h值就可以读出组成图中所示岩性柱的相继沉积层的整个厚度和两个不整合面D_1和D_2的纵向位置。由h和水平尺度确定的柱体，全部被岩石物质所占有。在立体图B（该图和立体图A一样，也表示岩性柱）中，纵轴t是时间单位刻度，这个立体图的其它各向标出的刻度与立体图A相同。因此，这个立体图的各个水平断面是等时面，并且在t轴上可以读到在岩性最老的沉积物界限和最新沉积物界限之间的地史时间。这样限定的柱体包括分别与间断D_1和D_2相对应的间隙L_1和L_2。柱体中的实的那一部分相当于岩性柱中连续岩层所表示的时间。各个实的部分的高度当然取决于现在岩层的厚度，但也取决于每个岩层所表明的沉积作用的速度

所以，要想用一个局部地区的剖面或立体图表示一个沉积地层的沉积物从始至终所经历的整个地质时间，就应该不使用水平空间-厚度系统而使用另外一个系统，在后述系统中，水平座标仍代表每个被研究的局部地区的剖面的地理座标，而纵座标则代表过去地质时间的真正尺度，即用时间单位标出的刻度来代替物体的长度单位。这样，这个可以称为水平空间-时间系统的另外的系统就确定了一个“柱体”，所有提给地层学家的各种年代学问题都必须置于这个柱体之中（图43B）。水平空间-时间柱和水平空间-厚度柱不同，后者包括所研究地区内已查明的所有的连续的沉积体，而前者则包括了虚、实两个部分。实的部分相当于现在的各沉积体，虚的部分是存在于沉积体中与不连续相连系的地层的缺失。当然，这些空隙的意义是错综复杂的。事实上，每个空隙可能既包含着后一次沉积作用开始之前与地面侵蚀期相当的那一部分时间，同时也包含着这样的侵蚀作用的发育所需的时间，这另一部分只是那些主要由沉积不连续表现出来的非沉积时间中的一部分。

最后，由局部地区的地层剖面或沉积物水平空间-厚度立体图所表示的地质时间不仅是不完整的，而且也是不精确的。事实上，除了一些特殊情况以外，地质学家们并不能确实了解沉积一定厚度的沉积物的连续层所必需的时间。它们既不懂得如何测定沉积地层所表示的地质时间，也不能根据比较可靠的理由进一步细分那些时间间隔已确知的地质时代。在这方面他们遇到了和古代航海家们和地图测量者们极其相似的困难（当时，航海家们曾打算估计海洋的宽度，但当时还没有后来所应用的、可以比较精确地测定空间的大地测量

方法），沉积物的水平空间-厚度体系的垂直距离虽然可以用长度单位比较精确地测定，可是水平空间-时间体系在一般情况下就都估计得不够精确。这就使得我们所想像的地质事件在地史时间中所处的位置就和古地理图所表示的水平空间的性质一样。在上述的古地理图中虽然包括许多地形和水文资料，然而除了极个别的情况以外，并未能恢复古海岸和河流的确实的位置，其中所表示的也不过是大致的地势高低。根据这样的对地质时代的看法我们仍只能这样讲，如：在图43立体图B的上部所表示的沉积地层比在下面的沉积地层或者比根据被剥蚀的背斜顶部而确认出来的间断更新一些，该图指出，被剥蚀的背斜顶部比在背斜侧部确定的间断更为重要，但是我们现在既不能确切地说经历了多少时间，也无法衡量这两个地层沉积物相隔的时间。总之，如果说判断地质事件（沉积岩系中就具有这些事件的迹象）的发生的先后顺序还是可以比较容易做到的话，那么，地史时间的度量可就与此不一样了。

第四章　地质事件发生顺序的确定

标明地质历史的、相继发生的地质事件的先后顺序是由所谓的各次事变的相对年代来表示的。因此，提供这样的事件的相对年代就在于指出该事件比其它事件是更老一些还是更新一些。地层学家是根据岩性特征和古生物特征这两方面来判断这种地质事件的顺序，即相对年代的。但是，在一般情况下，古生物特征的意义在这方面要比岩性特征的意义更重要一些。的确，单凭古生物特征就能够建立一个相对年代系统，即一个包括至少从寒武纪以后整个地质时代的地层系统，并且，不管所研究地区在地球上处在什么位置，只要把当地的地层和这个系统相互对比，就可以确定一个地层在地质时代中的位置。由此看来，判断地层学上的相对年代首先是古生物学家的事情。研究并解决古生物学家所提出问题乃是古生物学的一个主要分支——生物地层学——的主要目的，由于后者更加明确地制定了地层划分和地层对比的原则和方法，学者把这门学科用来作为判断生物界历史发展的基本规律的主要依据。

Ⅰ．岩性标准和岩性界线

用来了解相继发生的地质事件顺序的岩性特征有一些是根据由层状沉积地层构成的叠覆关系判断出来的，另外一些是根据分隔了两个相连续的沉积体或两个相连续的沉积岩系的不连续面的几何关系而判断出来的，依靠这些标准建立的界线叫做岩性界线。后者的研究构成了岩石地层学的主要部分。

1．岩层的叠覆

显然，在一个没有发生过较大变形的沉积岩系中，每个岩层都比下伏岩层新，比上覆岩层老。这种明显的道理是从沉积现象本身得出来的，更确切地讲，通常都是由于重力在沉积过程中所起的决定性作用造成的。这个明显的事实被看做是法则，即叠覆法则。

但是这个法则允许某些例外。后者主要是由于以下原因造成的，一是在沉积作用过程中可能有重力以外的其它因素参与，这些因素在沉积过程中所起的影响超过了重力的影响，另外一个原因是，在沉积作用发生以后突如其来地发生了构造变动。

在沉积作用没有被强大的水流作用搅浑、重力仍然起决定作用时，叠覆的沉积岩层的连续层序是符合于叠覆原则的。在广阔无际的海洋中尤其是如此，当海洋延伸得最广阔、并且远离海岸时，也就是说，当相继产生的沉积物由于垂直加积作用而一部分堆积在另一部分之上时，情况更是如此。反之，当水流强大的时候，即当沉积介质被搅动、不稳定、具有高能量的时候，特别是在那些不深的水域或水底倾斜较大和相对地靠近海岸的时候，以陆源和碎屑为主的相继产生的沉积物，常会由于旁侧加积作用，按照搬运了这些组成物质的水流的趋势，一部分堆积在另外一些部分的旁侧。这样，在同一水平上存在的沉积物就不再是同期的了。在这种情况下，叠覆法则就不能适用（图44）。

可能使得叠覆法则不适用的构造变形是那些引起了岩系倒转的构造变形（图45）。因此，在明显的构造变动地区，首先要依靠一些倒转标志，如层面形状、垂向的粒级变化或

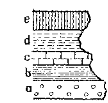


图 44　按照叠覆原则，a 代表最老的岩层而 e 则代表最新的岩层

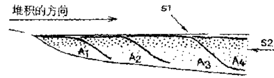


图 45　侧向加积作用形成的沉积岩层

叠覆法则在这种岩层中不能使用。在图中，水平面 S_2 可能在刚接触时被看作是被一些时代不同的沉积层隔开了，实际上，这些分层是由于相继沉积物 A_1、A_2、A_3和A_4各层内部的岩类差别造成的，如：随着深度的增加和介质能量减少而产生的粒级的差异等。S_1 面隔开了这些并列的而不是叠覆的相继沉积物

层理面和轴向片理相交的形状等查明可能的倒转。当然，掌握了倒转岩系的证据，迭覆法则仍可能适用，只不过这样判断出来的层序是反的罢了。

总之，叠覆法则可以更直接、更容易地应用于那些比较稳定的、巨大的海洋沉积盆地中心，而对于盆地边缘和造山带就不易应用，因为在稳定而巨大的海洋沉积盆地中心，重力作用胜过了沉积作用的其它机械因素，而在盆地边缘则侧积往往压倒垂直加积，至于在造山带，则沉积地层常会不同程度地直立起来而后发生倒转。因此，为了建立地层系统，地层学家们常更乐于从一些像巴黎盆地或者伦敦盆地那样的稳定地台的巨大的沉积盆地中选择主要的参考岩系。

2．相继地层间的几何关系

很显然，所有的地质现象（它们所产生的结果由于沉积物石化而被保存下来）都是在这个沉积物沉积之前及带有这些现象的标志的最新的岩层沉积之后发生的。这样明显的事实是叠覆法则的扩展。它能确定由沉积地层中一些较小的或较大的不连续所表明的相继发生的地质事件的先后顺序。这样，根据相应的不整合就能够确定一些比较大的地质事件的相对年代，比较确切地确定构造运动阶段和岩浆作用阶段、巨大的侵蚀作用以及海进、海退的相对年代和与其它事件相比、这些事件发生时期的先后（图46）等等。当然，所有看到的沉积体的真正的年代彼此越相近，则所判定的时序也就会更加令人满意。

3．岩性界线

这些界线主要是根据对沉积岩层所呈现的相继不连续面的研究结果而划分出来的。显然，依照用来划分岩性界线的不连续的类型的不同，所划分的次一级的岩性界线其重要性是大小不等的。譬如，两个相继不整合面形成期中间那一段地史时间显然要比那些包含在两个较小的相继不连续面之间的薄层沉积物（即层序）所代表的一段时间重要得多。同样地，根据角度不整合和结晶岩上的不整合而划分出来的岩性界线肯定是比较重要的。

人们能够根据岩性标准确定的最基本的岩性界线是由层序所表示的界线，也就是说，由同一次沉积作用的两个相继的间断所划分出来的薄层，相邻层序的沉积物是彼此相似的，除了导致沉积作用中断的能量改变或搬运能力的改变以外，并没有受到其它的环境改变的影响。比较重要一些的是底部变硬或物理化学分解面确定的界线和更重要的、像出露和淹没那样大的古地理变化确定的界线。末了，最为重要的是那些可以根据它们判断出不整合的界线，这些界线的重要性大小依照不整合的类型及其延伸范围而定。譬如，结晶岩上的不整合——这种不整合往往表示比较重大的地面侵蚀，人们常可以在广大地区观察到它们——常会构成极为重要的标志，它们比局部地区的制图学上的不整合或者甚至角度不整合所提

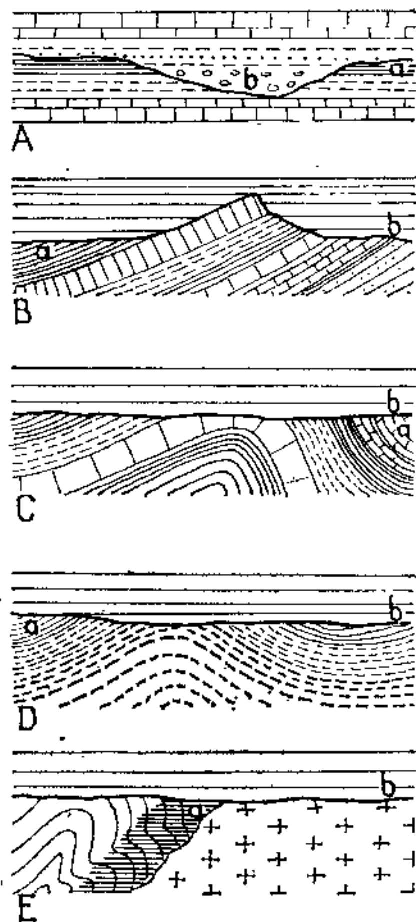


图 46 叠覆法则的引伸

造成剖面A中水道的冲沟的年代，造成剖面B、C、D和E整个下部所有顶部平切的侵蚀作用的年代，剖面B石化的古凸起部分的年代，剖面D下部结晶片岩所表明的变质作用的年代，在剖面B、C、D和E上明显的构造变形的年代以及剖面E中的花岗岩侵入的年代都位于每个剖面中的岩层a的年代和岩层b的年代之间。另外，在剖面E中，花岗岩是在岩层a变形后，岩层b沉积前侵入的

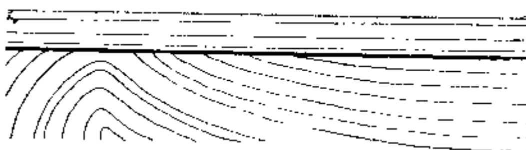


图 47 不整合的角度大小取决于很多的观察点（对整个构造而言）的位置。因此这个大小不表示相应的界线的重要性

供的还要重要得多。与此相反，角度不整合的角度大小是没有意义的。实际上，这个角度的大小虽然肯定与石化变形的型式有关并且在一定程度上与它们的强度有关，但也决定于观察点（对所研究的构造整体而言）的位置（图 47）。

Ⅱ、古生物标准和古生物界线

用来了解地质事件发生的先后顺序和建立地层系统的古生物学方面的特征是根据生物演化和演化的特点而得出来的。利用这些标准判断出来的界线被称为古生物界线（coupures paléontologiques）或者还称为生物地层界线（coupures biostratigraphiques）。它们的研究乃是生物地层学的基本对象。

1. 生物演化

一批批地生长在地表上的植物和动物是在随着时间而改变的，它们在逐渐变化并且变得越来越复杂，这样的生物演化过程看来是在随着地质时间的进展而不可逆地进行着的。因此，如果沉积体中存在化石的话，沉积体的年代以及它们所标志的地质事件的年代原则上是能够判断出来的。同样地，如果一个沉积体和离它较近或较远的沉积体中都含有化石的话就能够确定它们所属时代的先后。当然，在得出这类结论之前必须查明在所研究的沉积体中每个沉积体所提供的化石完全是周围沉积物的同时代产物，即是说它们没有被改组过。

这种使用化石来确定层状沉积地层时代的方法是古来就有的。实际上，早在人们承认生物演化的概念之前，人们就已经使用这种方法了。譬如，早在十八世纪末期，史密斯（W. Smith）就已经特地指出了化石的优越性，他曾在大不列颠使用化石来对比一些相隔较远的地层，后来，在十九世纪，居维耶（Cuvier）也曾指出过这种方法的重要性。然而，人们知道，居维耶曾解释说，在那些互相连续的时代中，生物之间存在的差别是由于

一再发生的灾变造成的，这和生物演化是截然不同的。的确，当时的学者认为，地球历史上的每个大的时期都是由于全球性的、引起全部生命消失的灾变造成的，以后，在下一个时期开始时，由于创立了新的大自然界，动物和植物又在形式改变的情况下重新出现。与此相反，在这样判断出来的相继的各个纪内，这些动物和植物则是保持不变的。这样，根据与自然界相继创立说相协调的灾变论就可以在一定程度上对含化石层进行分类，而且，这个学说还有一个好处，就是它一点也不违反这个时代的神学家的说教。但是灾变论不可能长期抵制新的思想观点，尤其是热奥弗鲁瓦·圣—伊莱尔（Geoffroy Saint—Hilaire)和拉马克（Lamark）所表明的生命逐渐变化，即生物随时间而演化的观点，和达尔文把演化与遗传特征变化的作用和自然淘汰的作用结合起来的观点。这些多多少少地有细微差别的进化论者的观点使得现代的生物地层学家根据沉积地层中可能含有的化石确定它们的时代，确定古生物界线，并且最后在全球范围进行地层对比。

2. 古生物的界线

按照进化论者的观点，产生于一个地点和一个时代的种属是会显示出一定的遗传特征和与环境有关的特征的。并且，生物种属在空间上和时间上扩展程度的大小是要依照其本身的演化速度和它们是否能够适应自身扩展过程中碰到的不同环境来决定的。最后，在程度不等的较长的一段时期的结尾，它们会全部消失并往往由属于本身后代的其它的种属所代替。因此，一个化石种属可以在分布区广度和沉积层厚度大小不同的沉积层中见到，而且只能在那里见到。这种可以见到一定的化石形态的沉积层叫做生物带。相应的化石叫做该生物带的标准化石。因此，生物带是人们所能够建立的最基本的生物地层界线。每个生物带都是用它的标准化石来表示的。例如 *Nummulites laevigatus* 带就代表具有或可能具有这种货币虫的路坦丁阶的一个层。同样地，人们根据巴黎盆地东部边缘的里阿斯统中所含有各种不同的菊石，详细地划分了连续的菊石带，等等。

当然，生物带在水平方向和垂直方向上的延伸度是会随着生物种属的进化的特点和它的分布区扩展的可能性（这种可能性由它的标准化石表现出来）而有所改变的。另外还可以明显地看到，一个生物带的厚度越小，它就会成为一个更精确的年代标志，并因而更值得重视，另外，生物种属在水平方向分布得越快，则根据生物带所能进行的远距离地层对比时也就更加重要。简单地讲，一个生物带必须具备以下条件才能成为一个优质的生物地层界线，即：其中所含有的标准化石必需是地理分布最广的种属，而且同时属于一个进化速度尽可能最快的谱系的化石。最后，这些化石最好在沉积物中分布得相当广泛，而且能完全被确定，也就是说，一个古生物地层界线最好能由很多的个体来代表，生物带的确定应该尽可能地根据群体的研究结果而不要根据独特的个体的研究结果。总之，只有根据那些能够满足上述各方面条件的标准化石才可以确定出符合于年代地层所要求的优质的生物带。人们把后者中的化石称为良好的年代地层化石。

年代地层化石的分布地区应尽可能地广，以便尽可能地对比彼此远离的露头，要想把地层对比工作扩大到整个地球显然是做不到的。因此，所鉴定的化石最好是那些具有较大的扩展能力的生物，要么他们具有一些有利于它们快速和广泛分布的移动方式，要么它们具有一些有利于它们在广阔的空间被动而快速地搬运的解剖学的和形态学的特性。和其它生物相反，这是一些相对地说来对环境改变反映极小、因而可以存在尽可能多的各种各样的环境的生物。因此，在一些大致符合这些条件的化石中，由风搬运得很远的高等植物

孢子无疑地是最好的，这些孢子可以在新生代以后的各种不同的化石环境中找到。其次的较好的化石是那些具有一定的移动手段或可以在洋流作用下被分散的深海动物遗骸，再其次的较好的化石是底栖生物以及陆生生物，这些生物虽然不可能据此进行远距离的对比，但是在局部地层中，在沉积盆地的范围内还可能有些用处。

用来描述生物带特征的化石它们所属的谱系的进化速度应当尽可能地快一些，它们所代表的种属的存在时期应当尽可能地短一些，以便使所确定的时代位置尽可能精确，也就是说，它们的纵向延伸度应当尽可能地缩短。演化缓慢的化石，即那些随着时间的进展很少变化的谱系，应该不包括在内。

可以认为“必须根据一个种群的研究结果来确定标准化石，而不是根据孤立的稀少的个体来确定标准化石”是为了辨别生物种属内的变异性，后者是一种往往和环境影响有关的重复发生的现象，根据变异性可以辨别相继的种，即与生物进化有关的那些不可逆的现象。此外，上述变异性的工作还应当是由懂得运用动物学的、生态学的、遗传学的方法和地层地质学方法的专家们来完成。通过使用统计学和信息论的现代方法，这项任务是比较容易完成的。

当然，在人们对标准化石所提出的各种各样的质量要求中是有矛盾的。实际上，分布最广泛的种属往往是广生生物，只有这样，它们才能存续得最久，反之也是如此。然而仍然是某些生物类群提供了许多标准化石的代表分子。象笔石、三叶虫、头足类和更小级别的瓣鳃类中的叠瓦蛤，腔肠动物中的四射珊瑚，棘皮动物门的某些类型等等就是这样的类群。有孔虫和诸如几丁虫、牙形石等生物或微小的细胞单元，它们和标准化石一样，也很有用，它们一般都能够满足大量出现和广泛分布这些条件。最近，人们已开始特别注意一些浮游动物，对它们进行了研究。

利用不同的标准化石的群体可以把从古生代到现代的含化石地层划分为一个生物带系列，每个生物带都根据其中所含有的一种标准化石来判定。这样，每个地层系列就被划分为（或者可以被划分为）一个这样的生物带系列，即：在一定地点，被观测的系列组成一个称为区域的古生物系统。当然，由于每个化石种属在水平方向上的分布地区都是比较有限的，一个特定的古生物系统只是对局部地区说来是有意义的，古生物系统的数量是很多的。最后，生物带是根据化石确定的，而许多的岩系都是前寒武系的或缺少化石的岩系，因此，在相应的地层系统内，同一个古生物系列中的许多生物带可能被厚度大小不同的前寒武系分布范围分隔。

除去生物带以外，生物地层也建立在同一个地区的同时具有许多不同化石的古生物界线的基础上，即：根据动物群或植物群的整体的出现情况来划分。按照具体情况的不同，这些界线称为动物群带或植物群带。每个动物群带或植物群带都表现为一个同时存在着许多不同的生物带的化石的沉积层，而且它们所属的等级是在生物带之上的。它们的重要性主要是根据下面这个事实，即：按照人们的经验，根据整个生物种属描述的地层特点要比根据单个生物种属描述的地层特点更准确可靠些。譬如，在所研究的某个沉积地层中照理总会找到而且在实际上也会看到（图 48）：有些种属虽然只在这个地层内出现，但它们可能占有程度不等的、比较广大的范围，在后述地区中，这些种属的化石可能是比较丰富的并且是比较重要的；有些种属是在下伏地层中出现的，它们在被观察的地层中得到了充分的发展，但并没有超过被观察的地层；某些种属虽然在下伏地层中比较兴旺，但在被观察

的地层中则只看到一些证据，说明它们在达到一定的高度时就消失了；另外还可以看到：有些种属是在被观察的地层中出现的，它们在上覆层位中得到了充分的发展；最后还可以看到一些过渡类型，它们穿过被观察的地层并在这个层位或在周围的地层中得到了充分的发展。显然，这些种属类型的一个或两个可能是被观察层位的特征，但若将五个或六个的群体一起考虑就可能更可靠一些了。

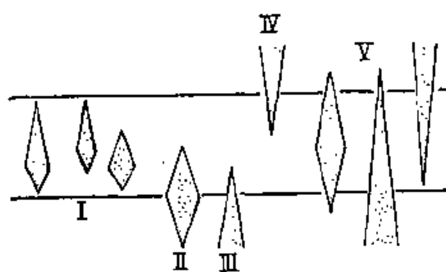


图 48 动物群总体和古生物界线

Ⅰ）被限定在局部层位的类型；Ⅱ）受到控制的类型；Ⅲ）结束中的类型；Ⅳ）殊特的类型；Ⅴ）过渡约类型

（据 J. Roger, 1974），

最后，另外还有一些界线是根据一些标志着生物进化的、大幅度的变化而规定出来的，说得更确切一些，是根据生物种属的骤变而规定出来的，如古生代末三叶虫的消亡，中生代末菊石的消亡和大型爬行动物的消亡，第三纪开始突然出现哺乳动物、昆虫和被子植物等等……。当然，这就牵涉到那些比生物带、动物群带和植物群带更高等级的界线了。

总而言之，不管我们所看到的每一个古生物界线的重要性和级别大小如何，它们都是根据生物进化速度的不同程度的迅速改变或根据生物进化中断的情况规定出来的。这些现象使得人们对这种变化的原因和这些原因可能具有的地质意义产生了疑问，对此，许多人都曾提出过解释。有些人认为，所以发生这些改变，是因为某些种属对环境越来越不适应的结果——由于某些生物种属越来越特化，这些特化的种属变得更加脆弱，缺乏竞争力而逐渐被淘汰。另外一些人则认为，重要的是环境的改变而不是生物种属的特化。譬如，很多生物学家和研究脊椎动物的古生物学家就都同意这样的观点，即：稳定的环境会使得演化的进程比较缓慢，而环境的快速改变则会使得演化加速。为了证明这个观点，人们常把陆生脊椎动物的历史中的较大的变化（例如二叠纪末的变化和白垩纪末的变化）大约都发生在地壳不稳定时期这一点做为例子。但这种巧合常常只是表面现象。譬如，过去曾有人认为，白垩纪末爬行动物的被淘汰并被多种多样的哺乳动物群所代替乃是拉拉米造山运动扰乱的结果，但是在这个造山运动没有牵涉到的地区也同样地发生了上述情况，此外，这次造山运动是在侏罗纪内开始的，而且在第三纪内还延续了相当长的时期。最后，在其它很多的学者看来，这样的巧合的证据和那些大约是在极其稳定条件下的海生动物种属的持续进化的例子是相互矛盾的，譬如某些浮游的原生动物就是这样的，尽管它们生活在特别稳定的深海环境中，受不到环境变化的影响，但是它们仍然是继续不断地进化了。那么，我们是否可以由此得出结论，认为生物的演化是在以一种与其生活环境无关的速度进行呢？恐怕是不应这样讲的。总之，我们往往把决定论——进化过程中发生变化的决定论——遗忘了。不过，为了判断地质事件的相对年代，这些变化仍然是基本的和方便的主要依据。

Ⅲ、地 层 系 统

地层系统是一种将各种界线——在相对地质年代学中使用古生物标准和岩性标准判断出来的各种界线——归并在一起的地质年表。因此，这个年表包括了两种划分类型，在这两种类型中每种类型都附有特殊的术语。在进一步划分的细分部分中，有一部分是表示整个沉

积体的，它们是根据这些沉积体每个部分所表示的岩性特征和每个部分中所具有的化石而规定出来的。在所划分的细分部分中最基本的单位是生物带，生物带以上的级别是阶，阶以上的级是系。这样，按照这种等级，一个系包括一定数量的阶，每个阶又进一步划分为一定数量的生物带。另一种细分的方法是表示一个时间片断——主要是依照岩系中的古生物特征而规定出来的时间片断。按照自下而上的等级，人们分别称呼这些细分部分的单位为期、纪和代。最后，这两种不同的分类是相互对应的。譬如，期是代表阶的一段时间，而纪则是代表系的一段时间。人们根据研究的界线的重要性和习惯，使用这两种术语中的一种或另一种。

现在我们所看到的这个系统乃是地层工作者的无数次工作的总和——判断了地质事件（人们从开始进行地层学研究工作以来观察到了它们的迹象）的同时性和先后顺序的无数次工作的总合。在某些方面，上述的工作要追溯到十九世纪中叶，即是灾变论盛行的时期，因此，其中有一部分是建立在现在已经完全被抛弃的观点上的。由于同样的原因，其中所包含的好多术语是当时人们给在这些时期中形成的沉积地层规定的，当时人们认为，每个地质时期都是由于自然界的变动而区分开来的，这些变动能够消灭大部分先前时期的动物群和植物群而随之而来的是新的天地万物，按照这种观点，地球上的生命在每个时期里是具有一定的稳定性的。但是，我们现在知道，在地质历史中并不曾有过这样广泛的突变，动物群和植物群是逐渐演变的，尽管在它们的发育史中也看到，有的时候曾有一个对环境非常适应的特殊的种属突然地进入它们所能达到的新的生活地区。人们也知道，自然界的变动（地壳无可争辩地就是这样的自然界变动的场所）达于顶点的一段时期是持续得很久的，甚至两个相当近的地方的突然发生的变动也不会是同期的，而在两个相隔很远的地区，变动的年代就更是完全不同了。因此，现在看来，地层系统中所包含的这些相继的阶、相继的系和相继的代之间的界线看来只不过是地质年代中的一些约定俗成的标志而已。不过，人们由于考虑到使用方便和尊重传统习惯，至今仍沿用过去所定的这些界线的名称，在明确表达这些界线的定义时和在使这些界线系统化时，有的时候并不是没有争论的。

1．地层系统的主要界线

在地层系统中，特别重要的是代、系、阶和生物带。因此，在地层系统中代表最高等级的界线下面划分有表示一段时间的亚类，而后者之下的更小的类则是一些由沉积层中所含有的古生物表明了它们一个个的特征的沉积薄层。

a）生物带　人们都知道，生物带就是一些地层的整体——在其中可以看到一种标准化石类型的一些地层的整体。因此，在地层系统中包含着许多的、在不同程度上比较重要的生物带，每个生物带都由其所含有的标准化石指示出来。

b）阶　阶是一些含有已被确定的动物群和植物群的地层整体，它被人们在一个尽可能准确地确定了的地区内，选做一个参考的地层型，做为一种标准，人们称为一个地区的层型。

地层系统的各个阶常常被用其层型确定地点的现代或古代的名词上加上后缀——ien构成的名词来表示。例如狄南阶的层型是在狄南确定的，维尔丰阶是在奥地利的维尔丰确定的，路坦丁阶是在巴黎地区确定的等……。有的时候，层型地点的名称是不加改变就直接使用的。如特马豆克、卡拉道克和阿伦尼克等，这些阶的名字里带着它们被确定的地区的名字。最后，在某些情况下，在所选用的阶的名字和层型地点的名称之间的关系也有不怎

么明显的，如罗拉克亚阶，赛岗亚阶或夏底丁阶的名词就是根据居住在层型发现地——法国孔德的汝拉和德国北部——的民族名称而命名的。

原则上，选择层型必须很细心。的确，被用层型确定的阶应该构成一个具有广泛参考价值的参考单位而且应该具有独特的特点，不致和其它的阶搞混。譬如，所有的层型都应该包含较好的标准化石——那些仅有的、可以用来在较长距离上进行地层对比的标准化石。因此，层型应该是由深海层组成的，因为深海环境最有利于那些可以提供这样的、较好的标准化石的生物的发展。而那些在咸水或大陆环境沉积的地层和沿海或浅海环境沉积的海相地层则不可能被选为层型，至少在原则上应该如此。另外，所有的层型应尽可能地没有缺失的，也不要有那些带有沉积作用缩减现象的。相反地，层型应该在那些沉积作用比较快速和沉积物的垂直堆积明显地比侧向堆积占优势的区域内选择，即在平静的、远离岸边的区域内选择。最后，层型地点应具有适合于层型的剖面，即出露很好，完整和没有过强的构造作用。因此，地层系统中的大多数的阶都是根据那些位于稳定地台和广大地区范围内的海沉积盆地的层型而确定的。

然而，在一个广大的地台沉积盆地中选择层型并不会因此就没有缺陷，实际上，这些盆地常常是陆缘盆地，因此，在后者的发育史中，它们经常是海洋的复杂的前进运动和后撤运动发生的场所，以致在那里所观察到的海相岩系和根据这些岩系所能确定的先后的阶会缺失很多，因而不能表示整个地质时代。因此，最好在造山运动地区选择层型，因为在那里可以更好地找到可能更好地代表地史时间的复合岩系和连续的岩系。由于这个缘故，通过对山区的详细研究（这方面的研究工作常常要比对那些稳定沉积盆地所进行的研究工作更晚一些）所定的阶通常不好和那些根据稳定沉积盆地确定的阶相对比。它们常常位于根据上述盆地所确定的两个阶之间。例如，最近根据在比利牛斯山西部位于比阿利茨的层型所确定的比阿利茨阶就是这样的例子。比阿利茨阶实际上是由复合的连续的海相层组成的，其年代包括始新世中部和始新世上部，即位于路坦丁阶和巴尔顿阶之间。然而在存在着它的层型的巴黎盆地，随着海水的后撤路坦丁阶就结束了，而普列阿邦阶则是一个位于大陆末端的路坦丁阶之上的海侵沉积层。因此，在比阿利茨由比阿利茨阶代表的一段时间在巴黎盆地内并没有全部地表现出来。

当然，一个阶中是包括好些个生物带的。当组成一个阶的生物带的数量非常多的时候，人们就把阶划分成亚阶，这个新划分出来的小类应该也能满足对阶提出的要求。有时还应划分出不同的层位，即一些与阶的各种动物群带和植物群带相当的界线。

总之，一个阶的确定并不是容易的事情。然而，尽管在层型的选择方面有某些困难，阶依然是地层学上的基本界线。实际上，与其它地层系统的界线相反，阶显示了很大的优越性，因为它们是根据一个个参考型而规定出来的，而参考型的认识是可以随着人类认识的发展过程而逐步提高的，这是必然的，而且也是应该这样做的，但是如果它的位置已经仔细确定，如果它包括有良好的标准化石，而且如果在确定这个参考型时并没有考虑岩性资料的话，就不能再提出讨论了。

的确，直到现在使用的每个阶的层型并不总是按照这些要求选取的。因此，一些被看作阶一样的组应该不再使用，因为在确定这些组的时候除了古生物特征以外也考虑了岩性特征。例如汝拉山和下阿尔卑斯山的侏罗纪末期的岩性不同的提唐阶，或者在法国东南、下阿尔卑斯山和普鲁文斯所见到的下白垩纪被规定为另外一个名称的乌尔冈阶就都是这样

的。别的一些阶，由于它们层型确定的位置不好或太广泛也应该被取消。最后，新建立的阶可能是和原有的阶同义。因此人们懂得，地层系统的各种阶的规定和它们的内容是应该随着认识的发展而经常不断地修改、废止并且使之精确地系统化起来的。这个修订之权属于国际地质学会下设的专门委员会。

c. 系　阶是根据一种做为参考的、岩层中所含有的古生物而确定出来的，与此相反，系则是根据由于侵蚀而造成的缺失和不整合等这样显著的不连续而确定出来的，在划分系的时候只是在极个别的情况下才参考地层中所含有的古生物。一个系也同样地是归属于一个特定区域的。由于系的确定都是在不同程度上分布得比较广的地区，所以大致说来可以作为全球性的参考。

地层系统中的每个系都用一个名字来表示，后者有时是根据鉴定出这个系的地区而命名的，在那里，这种地层最有代表性。如泥盆系的名称就是根据英格兰南部泥盆州的名称而确定的。侏罗系的名称得自汝拉山的名称。在其它情况下，系的名称也有根据居住在这个地区的民族名称而命名的。如奥陶系和志留系的名称就是这样得来的——这两个系的名称是分别根据生活在查明了这些系的威尔士地区的奥陶族和志留族的名称而确定的。此外，有的系的名称还使人想起地层的显著特征，例如石炭系的名称表示着有煤炭存在，而白垩系则表示着有白垩存在。系的名称也能说明标准化石的存在（如货币虫系-下第三系），有的系的名称还能说明独特的岩性系列（如三叠系）。有些系的名称表示这些系在整个地质年代表中的位置，像第三系的老第三系和新第三系就是这样的。最后，在惯用的术语中还存在一些同义词，象下第三系和货币虫系就是这样的例子。

一个系里包括着数量不等的较多的阶。当一个系里所包括的阶较多，人们就把系划分为统（sous-systémes）或群，这些新划分出来的类目是被用和系本身同样的方式规定出来的。例如侏罗系包括三个统：里阿斯、道格和麻姆；下第三系划分为始新统和渐新统；上第三系包括中新统和上新统。不过，系的划分为统并不是始终不变的，相反地，它们是会随着认识的发展而改变的。譬如，由于学者考虑到阿尔必阶和森诺曼阶之间存在着新的公认的重要界线，长期被分成下白垩、中白垩和上白垩的白垩系现在只被分成下白垩统和上白垩统。

由于系的定义不够精确，结果就造成了很多的不便，后者也就构成了地层学者之间意见分歧的根源。譬如，没有可供参考的精确确定地点，有时就会引起争论。而且用来说明这些特征的地区由于同样的原因常常都是在巨大的陆缘沉积盆地中选取的，在这种情况下与不连续（它们常被用做区分两个连续的系的标准）相应的一段时间常没有被体现出来，而这一段时间在相邻的造山运动地区则常常是重要的并且也许会有所表现的。再者，当没有精确地规定出地区型时，要想判定某一个阶应归属于两个相邻系中的哪一个系，有时是有困难的。譬如瑞替阶就属于这种情况，这个阶依照研究地点的不同，有人认为它的位置是在里阿斯统的底部，有人认为它的位置是在三叠系的顶部，持前述意见的人是在巴黎盆地研究这个阶的，在那里，这个统是由于海侵而在三叠系之上形成的，主张后述意见的人是在东阿尔卑斯研究这个阶的，在那里，这个阶是和三叠系连续的。另外，阿启塔阶也属于这样的情况，这个阶有人把它归入中新统，有人把它归入渐新统——在地中海地区研究这个阶的人把它归入中新统，因为中新统海侵就是从这个阶开始的，而在北欧陆缘盆地进行地层研究的人则把它归入渐新统，因为渐新统的沉积作用就是随着这个阶而结束的，因此，

在这方面还有混乱和争论的根源，还有待地层术语国际委员会公断。

d．代　代的定义是根据古生物标准和岩性标准这两个标准确定出来的，不过它们常常是以古生物标准为主要依据。学者划分了三个主要的代：古生代（Primaire第一纪）、中生代（Secondaire第二纪）和第三纪（Tertiaire），每个代的名词都表示着它们在整个地质年代中所处的位置。另外，人们把古生代以前的全部地层叫做前寒武纪，而把目前的地质时代叫做第四纪（虽然想以种种理由把它和第三纪组成一体）。

用来规定代的古生物标准是那些标志着生物进化的较大的变动，说得更准确些是动物群和植物群的消失（在较少的情况下是动植物群的出现）。譬如，古生代和中生代就是以三叶虫和蜓的消失而明显地区别开来的。中生代与第三纪是以菊石、大型爬行动物的消失和货币虫的出现而区别开来的。同样地，第四纪与第三纪的区分过去是根据维拉夫兰阶的牛、马、象和骆驼等种属的出现，现在是根据继阿斯蒂阶的喜暖动物群之后的地中海的卡拉布利阶的 *Cyprina ielandica* 和 *Hyalina baltica* 的喜冷动物群的来临，其结果是，维拉夫兰阶及第一次冰期以及象、牛和人类出现的时期都被归入上新世。与此相反，由于前寒武纪地层中缺少化石，人们有时候常常无法进行对比，因此，人们称之为隐生宙〔隐生宙（protèrozoïque）＝隐蔽的生命〕，因为它们只带有现在可以觉察得到的、生物活动的最初的痕迹；根据这个观点，所有含化石的、被称为显生宙〔显生宙（phanérozoïque）＝明显的生命〕的地层被划分为古生代（古生代＝古老的生命）；中生代（中生代＝中间的生命）和新生代（新生代＝最近的生命），这些代分别相当于第一纪、第二纪和整个第三、第四纪。

岩性标准主要是在区分重大的不连续，或者更确切说，是在区分大的不整合或区分与某些非常值得注意的特殊的海进有关的缺失时采用的。利用这些岩性标准判定的地史时代界线和上述古生物标准所提供的地史时代界线都在不同程度上相互对应，譬如，古生代与中生代地层就是被一些标志着海西运动完成的巨大不整合区分开来的。同样地，在很多地方，整个含化石地层与前寒武系都是被那些标志着前寒武纪造山运动完成的大角度不整合区分开来的。在欧洲，中生代和第三纪的界线都在不同程度上比较清楚地和白垩纪末出露地区的海退期相吻合。

但是，和其它标准相比，这样得出的标准也同样地会导致一些任意的划分。事实上，在规定某些界线时似乎是忽视了其它的同样重要的特征，而这样做是没有足够的理由的。譬如，标志着志留纪和泥盆纪界线的笔石类的消失就没有被人们考虑，尽管在古生代末它们的消失和三叶虫类的消失同样值得注意，尽管它们消失的时间和加里东造山运动末期的不整合的值得注意的不连续相互吻合。同样，用来区分中生代和第三纪的海进看来并不象下白垩系和上白垩系之间的海进那样重要，而是相反，等等……。

现在确定的各个代都包括着一定数量的多少不等的系：古生代六个系，中生代三个系，新生代两个系。当然，这些代的界线和系的界线是具有同样缺陷的，在前一个代结束和后一个代开始的界线方面，代和系都存在同样的问题。

2．现在的地层系统

现在的地层系统（表Ⅰ）是认识和思想观点的发展和地层单位系统化的不断调整的结果。当然，它目前还是不够圆满的，今后可能依然是如此，因为当人们试图把关于一个局部地层的结论引伸到另一个地区的地层时或者企图解决可能是不可调和的岩性方面和古生物方面的实际资料时，总是会不断地遇到困难的。另外，这个系统是任意地规定出来的，因

为地层学者常常要试着用一些不连续发展的、并且往往只是一些在局部地区说来才是有意义的地质事件的标志来划分一个连续的进程。最后，这个系统是未定的，因为它所包含的次位类的确定是决定于观察的可能性、质量、化石出现的频率以及是否比较容易做出一个较好的鉴定等等条件的。然而，尽管这个系统具有这些缺点，从建立一个参考和规定一种用语这方面说来它还是比较方便的。而且尽管这种语言不够圆满并且还有争议，所有打算判断地质事件发生时期的学者（他们看到这些事件的迹象并且为它们的发生时期的先后而争论）还是在不同程度上使用了它们。在学者还没有根据无可争议的研究成果规定出更完善的地质年代表时，当这样的地质年代表还不能轻易地在沉积地层中使用时，现在的地层系统将依然是必不可少的。

新　　生　　代

系			阶	亚　阶	相当的名称	造山运动	绝对年代（百万年）
	全新统		弗兰特利阶				
	更新统		提莱尼阶 西西里阶 卡拉勃利阶				
新第三系	上新统		阿斯蒂阶 波拉桑西阶		维拉夫兰阶	瓦拉克	2
	中新统		蓬蒂阶		麦兴阶	路登	
			温多博阶	托尔顿亚阶 海尔微亚阶		阿提克	5
			波尔多阶			萨夫	
			阿启塔阶				25
老第三系	渐新统		斯坦冰阶 散诺阶		吕班尔阶 拉道夫阶	海尔微特	
	始新统	上	巴尔顿阶	路底亚阶 马利耐亚阶 奥维尔斯亚阶	普利阿邦阶	比利牛斯	37
		中	路坦丁阶	上 中 下	比阿利茨阶		
		下	衣波莱西阶	居依西亚阶 斯派尔那亚阶	衣莱第阶		55
	古新统		他奈丁阶 蒙蒂阶 达宁阶			拉拉米	65

中　　生　　代

系		阶	亚　阶	相当的名称	造山运动	绝对年代（百万年）
白垩系	上	森诺阶	乌斯特里赫亚阶 坎佩尼亚阶 桑托亚阶 康尼阿克亚阶	罗涅克阶 菲凡尔阶 瓦尔顿		
		土仑阶	昂古姆亚阶 里才尔亚阶			
		森诺曼阶			奥地利	— 100
	下	阿尔必阶				
		阿普第阶	加尔加斯亚阶 别社尔亚阶			
		巴雷姆阶				
		欧特里阶		尼欧克姆阶		
		凡兰今阶	上凡兰吟阶 贝利阿斯亚阶		新西末里	— 140
侏罗系	上〃麻姆	波特兰阶				
		启莫里阶	启莫里亚阶（狭义的） 赛岗亚阶		安第斯	
		牛津阶	罗拉克亚阶 阿尔果夫亚阶 牛津亚阶(狭义的)			— 155
	中〃道格	卡洛夫阶 巴通阶 巴桑阶 阿连阶				— 175
	下〃里阿斯	土阿辛阶				
		多麦尔阶 卡里克西阶		普林斯巴阶		
		辛涅缪尔阶	罗大林亚阶 辛涅缪尔亚阶（狭义的）			
		赫唐阶			西末里	— 200
三叠系	上	瑞替阶		考依波阶		
		诺利阶 卡尼阶				
	中	拉丁阶 安西阶		介壳石灰岩		
	下	维尔丰阶		杂色砂岩		

古　　生　　代

系		阶	亚　阶	相当的名称	造山运动	绝对年代（百万年）
二叠系		徒林根阶		派米尔阶 缪尔加勒阶 利别尔冈阶	伯拉丁	— 240
		萨克森阶		阿尔丁斯克阶		
			萨克马尔阶（广义的）	萨克马尔阶（狭义的）	萨尔	— 260
石炭系	上	奥顿阶	上	阿赛尔阶		
			下＝史太凡阶D	格兹海尔阶		
		史太凡阶	史太凡阶A，B，C	卡西莫夫阶	阿思突里	— 295
	中	维士法阶	维士法亚阶（狭义的）	莫斯科阶		
			纳缪尔阶 C. B. A.	巴什基尔阶 舍尔必索夫阶	苏台德	— 320
	下	狄南阶	韦先亚阶 杜内亚阶			
		斯特伦阶			布锐东	— 340
泥盆系	上	法门阶 弗拉斯阶				
	中	吉维特阶 艾斐尔阶		科文阶		
泥盆系	下	柯布兰兹阶	埃姆斯亚阶 西根亚阶			
		惹丁那阶				
		当唐阶			阿当	— 400
志留系		拉德洛阶 温洛克阶 兰德维利阶			塔康	— 452
奥陶系	上	阿什极尔阶 卡拉道克阶				
	下	兰代洛阶 兰维恩阶 斯奇道阶		阿仑尼克阶	萨尔特	— 500
寒武系	上	特马豆克阶				
		波茨坦阶				
	中	阿卡德阶				
	下	佐尔治阶			卡道明或阿森提	— 570

前寒武纪或元古代

	科罗拉多	加拿大	阿摩利康地块	非洲
始寒武系		基维诺	～～卡道明运动 勃利奥凡群 上/下	～～ -650
	休伦运动	～～ -950		法罗西群
		格林威尔群	庞切夫群	
	阿尔岗群	～～ -1400		
		埃尔松群		
		～～ -1700		-1800
		休特松群		
前寒武系	埃伯尔斯运动	～～ -2500		苏格尔群
		提米开明群		
	太古代	～～ -2700		～～ -2850
		基瓦丁群		乌札尔群

第五章　地史时间的估计

地质现象是随着时间的进展而发展的，所以，只有在我们懂得如何估量地质现象的结果时，才能判断地史时间。而如果我们能够认识这种相互关系的话，这样做出的估计就成为一种度量。而且，倘使我们所研究的地质现象自开始以后没有被中断的话，根据这个度量就可以确定出一个岩层的年代，即：推定出一种所谓的绝对年代（与生物地层学提供的相对年代比较而言）。可以被用来进行这样的推断和度量的唯一的现象是沉积物的沉积，为此，学者力图根据沉积物本身一些形态和岩石中的某些元素的天然放射性来测定。

Ⅰ、根据沉积物估计地质年代

很显然，这里所说的是沉积地层的厚度，后者最直接地反映了构成沉积岩层的沉积物沉积所需的时间。原则上，要想估计出地史时间只要测定这个厚度就成了。

遗憾的是，在实践中，这样估计出来的时间几乎总是骗人的。事实上，人们已经认识到，大部分沉积岩系所具有的缺失同样也是使得人们不能正确地估计地质年代的一个重要障碍，这些缺失的真正规模往往难以确切地查明，有时候，就连它们本身的存在也并不是可以轻易地搞清楚的。再者，在成岩作用过程中还会发生程度不等的、较强的压实作用，而且，各种沉积物都是极其变化不定的。最后，好多已知的沉积岩系证明，在所观察的沉积盆地中，各个点上的沉积速度是极不相同的，即便是在同一个地点，各个时期的沉积速度也是极不相同的，因此，在一般情况下，不同的地段中或同一个垂直剖面中具有同样厚度的沉积层并不能确实地表示同样的一段沉积时间，就是说，相同的期限；只是在个别的例外的情况下，它们才会是相同的。因此学者区分了两种不同的岩系，一种称为复合岩系（Les Séries compréhensives），一种称为缩减岩系（Les Séries condensées）。

a）复合岩系

这是一些比较短的一段时间内而且基本上没有较大的间断的、由巨大厚度的、自始至终岩性相同的沉积物形成的岩系。因此这些岩系表明：在沉积期间内，沉积作用的速度曾是比较高的，所搬运的沉积物数量是比较多的而且搬运作用是连续不断的，此外，在沉积期间内，沉积场所常随着沉积作用的进展而明显地下陷，即沉陷。复合岩系一般都是由一些来自相邻大陆区的破坏产物构成的，后者由于遭受了强烈的侵蚀而迅速地破坏了。在这些材料中间最主要的是碎屑成分，它们明显地超过其它可能存在的成分，特别是石灰岩，后者甚至会一点也没有。最后，由于沉积速度快和沉积物的数量大，往往还使得这些碎屑成分分选得不好，而且在它们中间还存在着由于埋藏快而保存下来的不稳定矿物。因此，人们了解到，复合岩系是出现在造山运动地区的。其中最典型的是磨拉石型的岩层，即一些出现在造山运动晚期的比较粗的砾岩和砂岩组成的岩层，象那些在渐新世、中新世和上新世期间沉积的、厚达几千公尺、出现在阿尔卑斯山前地带、处在完成期的阿尔卑斯磨拉石就是这样的例子。另外，复合岩系也有程度较小的，属于这种复合岩系的是一些厚度较小、分选较好的沉积物，它们可能是在大洋深处沉积的，因此无需地面坳陷，这就是复理

石岩层——出现在造山运动期间的、由单调的交替的砂岩、泥质岩和有时有碳酸岩组成的岩层，例如沉积了一千到几千公尺厚的阿尔卑斯复理石即是第一次阿尔卑斯造山运动所显示的结果。上述的阿尔卑斯复理石有一部分出现在上白垩纪，另一部分出现在始新世。此外，在阿尔卑斯西部多菲诺地区属于卡洛夫-牛津阶的恩布林黑土岩系也是一种复合岩系。

b）缩减岩系

这是一些厚度相对地小的、然而代表比较长的沉积作用时期的岩系。这些岩系是在沉积物较少的情况下以比较缓慢的速度沉积下来的，有时甚至一再发生沉积作用的间歇和中断，以及在沉积过程中的不同程度的比较长时期内常常发育沉积层表面变硬的硬化现象，因而产生硬结面。沉积作用所经历的时期可以从当时相继生活在沉积环境中的动物群看出来，后者常常掺杂在这层硬结面上或者出现在一些由于溶解而或多或少地扩大了的洞穴中。所以，缩减岩系是一些厚度较小的岩系，而且又是一些有缺失的岩系，在这些岩系中一般都具有硬底壳。人们常可以在那些在地壳隆起期间（或者至少是在有陆源碎屑物供给期间）的凹陷区中暂时稳定、远离隆起带、或者被堤坝把它们和隆起带分隔开的地带见到它们，也就是说在深海条件下见到它们。它们基本上是碳酸岩岩系。属于这种岩系的最突出的例子有特仑丁的侏罗纪地层和意大利北部人们所说的“玫瑰菊石”白云岩层；或者西部阿尔卑斯山中布里昂松的中生代地层。

c）当然，复合岩系或缩减岩系的特征常只是一种相对的特征。人们只能用与其它呈现相反特征岩系相对比的方法来识别它们。例如，与阿尔卑斯山西部代表多芬尼的侏罗系和白垩系的几千公尺的沉积物相比，几十公尺沉积物的布里昂松的中生代表现为缩减岩系，而与后者相比，多芬尼的中生代则表现为复合岩系。

d）总之，根据一个特定沉积层的归属，即：根据其为复合的或缩减的岩系，与沉积层相对应的沉积作用的时间一般地将是相对很短的或相对很长的。因此，假如在某些情况下可以说沉积作用在某个地区比其它地区，在某个时期比另外时期更快或更慢，就可以谈论与沉积作用相当的时间是比较长一些还是比较短一些，沉积岩系的厚度通常只是十分不完善地和十分不完整地反映了沉积这些岩系所需要的时间。按照某些人的估计，在没有石化的情况下，可以说，一个岩系的沉积物所反映的沉积作用所需的时间只能达到沉积该岩系所实际需要时间的四分之三。因此，根据沉积地层厚度所估计的时间只能是十分近似的。现在我们只知道在下面这种情况下可以做出正确的测定，而这种情况也是极个别的，这就是冰川环境中的湖泊沉积——纹泥，这种沉积物可以通过它们的细薄的粘土和粘土质页岩互层和具有有棱角漂浮的成分存在等情况辨认出来。的确，这样的韵律层和温带地区的木本植物的年轮所表现的一样，每一个韵律层也相当于一年。因此，为了测量冰川纹泥岩层沉积所需要的时间只需计算这些互层就可以了。

Ⅱ、根据天然放射性判断

这里所说的是加入到某些岩石矿物中去的化学成分的一些天然放射性。

1．原理

应用这种方法，可以确定用来测量的放射性元素的数量和由放射性物体蜕变引起的放射性物体的数量之间的现有的相互关系。由于这个关系是随着放射性成分掺合到包含它的矿物中之后所经历时间而不可逆地变化的。所以，认识这种变化，就可以根据所测定的矿

物中的放射性元素含量来确定包含这些放射性元素的矿物的年代，并且在某些条件下，根据后者判定含有这种矿物的沉积岩层的年代。在目前的知识、技术条件下，学者使用镭-铅法来测定那些达到几百个百万年的地层，用铷-锶法来测定那些超过五十百万年的地层，用钾-氩法来测定那些在一百万年到一万年之间的地层，用铀-铅法测定几十万年到几万年的地层，最后，用 C^{14} 的方法来测定那些在距今四万年到现代之间的地层。这些各种各样的方法称为绝对年代学。

2．放射性元素年代测定和地层学

由于测定放射性元素年代的方法有好多种，所以地层系统中的主要时期都可以用此法推断。不过从另一方面讲，对地层学家说来，这些方法还是有很大的缺陷的，因为在一般情况下，这种方法只能用来间接地解决通过沉积岩系确定绝对年代的问题。实际上，目前所知道的可以用放射性元素年代测定法确定年代的单矿物是：云母、角闪石、辉石、钾长石、海绿石和一些碳的化合物，也就是说在大多数情况下只是一些喷发岩的或变质岩的矿物。而且，这些矿物测定的年代只有当它们可以推广到包含这些矿物的岩层中的时候才能在地史学方面说来是有意义的。然而这个必要条件只有在喷发岩的情况下，尤其是在花岗岩中才能得到满足，在这些岩石，根据这些矿物的年代就能够推定侵入作用发生的年代。而在变质岩中，就不具备这样的条件了，因为变质岩矿物是由于连续的重结晶作用而生成的，所以测得的这些矿物的年代只是发生了这些重结晶作用的变质作用时期的年代，而不是原始的地层年代。在沉积岩中推定的年代就更不必说了。其实，在这些岩石的矿物组分中间，可能包含着目前可以推定年代的放射性元素的唯一的矿物是一些碎屑矿物，即是比包含它们的地层更老的经过改组的矿物。当然，在沉积岩中也会有一些自生矿物，也就是说存在一些大致在沉积作用发生时成是成岩作用发生时出现的矿物，这些矿物可以提供它们赋存地层的年代。象方解石、石膏和某些长石就是属于这种情况的例子。但是这些矿物不含有目前可以推定年代的放射性元素。在这方面，海绿石是例外，这是一种快速新生的自生矿物，很多海侵岩层都含有海绿石。为了使用这种方法，首先必须查明，在这些矿物所组成的岩层中，自从岩层生成后，原有的放射性元素并没有丢失过，看来这是完全不可能的，因为我们不能忽视成岩作用的效果。在这方面，碳元素又是一个例外的情况，因为对于它们可以用 C^{14} 法进行测定。

尽管如此，对地层学家来说，放射性元素年代测定的方法还是相当宝贵的，因为利用这种方法可以判断一个沉积地层和穿过它们的喷发岩的时代的先后，或一个沉积地层和与其有关的变质岩的时代的先后（图49）。这样就能判断一些前寒武纪沉积地层和一些变质岩层的年代，因而能够查明那些过去一直未能查明的广大地区的地史，特别是一些已知的宽广的变质岩区的历史。当然，这些间接的方法只能在那些造山运动带，即有喷出岩和变质岩分布的地区才能使用。

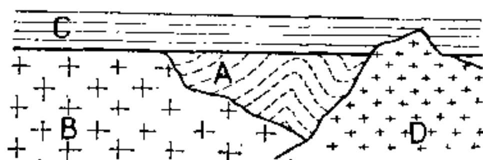


图 49　根据花岗岩侵入的绝对年代推定前寒武纪沉积地层的年代

地层A早于花岗岩B；地层C的年代在花岗岩B的年代和花岗岩D的年代之间

总而言之，放射年代测定法可以使那些通过沉积地层的几何关系，地层中所含有的古生物所得出的年代数据得到进一步的引伸，使之更加完善，更加精确。不

过，在这里必须指出，如果说这种放射性元素年代测定法提供了某些喷出岩的绝对年代的话，对于沉积岩就不是这样了——除非在很特殊的情况以外。放射性年代测定法在一般情况下只能得出相对的年代，因为这种方法通常只能根据沉积地层与侵入的或变质岩层的先后来推定它们的年代。而且，由这些方法所获得的结果往往是很概略的，实际上，它们的精确度既决定于所要确定年代的沉积地层和侵入体或变质体（放射年代测定就是在它们之上进行的）之间的关系类型（图 49），也决定于测量本身的精确度，也就是说所考察的时代的精确度。例如白垩纪的界限大约有五百万年出入，寒武纪的界限约有两千五百万年出入，而白垩纪的期限和寒武纪的期限两者好象至少约有七千万年。因此，这个精度是很差的。至少在涉及估计一个时限的情况下，对由生物地层学提供的结果的精度来说，如三叶虫带的平均期限是二百五十万年，菊石带的平均期限是五十万年，脊椎动物的一个种的生存期约为三十万年。因此放射性年代的精度是很低劣的，不管怎样说也是低等的。

因此，除了由海绿石所提供的年代和那些可以使用 C^{14} 方法测定年代的地层所提供的年代以外，在目前的知识水平和技术条件下我们还无法精确地测定沉积地层的真实年代。看来，根据相对年代学的资料，特别是根据生物地层学资料而判断出来的地层系统要比那些根据放射性年代测定的年代系统更加精确。然而，通过间接地采用放射性年代测定法，目前地质年表（地层系统）已有了数值(表 I)。现在已经规定了度量地层时期的单位——百万年。用数字估计地质时代已是可能的了。地质学的时限已经进入了一个新的、主观程度较小而真实性较大的地步。

结　论

归根结底，给地层学家提出来的年代学问题是通过采用生物地层学方法和岩石地层学的方法而得到解决的。前者是以动物群和植物群的变异为依据的，即：它们所依据的是时间不可逆的作用——导致生物进化的、时间的不可逆的作用。利用这种方法可以判断出一个地质事件的相对年代，在这些事件中，每一个事件都可以在地质年表(地层系统)中找到它的位置。后者是以岩石和沉积岩层特征为依据的，它必须通过这些岩层的几何学、沉积岩石学和沉积学来进行研究，利用这些方法，在研究了某些基本上是重复的沉积学方面和古地理学方面的事件（这些事件可以表现出地层系统某些主要界线的特征，但顶多只能提供一些标志）的标志或者通过天然放射性所提供的同样属于不可逆的地质时间的作用，就可以比较确切地测定地质年代。当然，如果单独使用的话，不论哪个方法都是不能完全令人满意的，但是通过它们的相互补充，通过它们的同时使用，就会给历史地质学提供真正的时限。

第二篇的参考书目

BUSSON, G. -- Nomenclature et classification stratigraphique. *In Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoique saharien. Thèse, Paris*, 1971.

COMIT. FRANCAIS DE STRATIGRAPHIE. — *Principes de classification et de nomenclature stratigraphiques.* Paris, 1962.

HUPÉ, P. — Les zones stratigraphiques. *Bull. Serv. Inf. Géol. B.R.G.M.*, 1960, nº 49.

LAFFITTE, R. — La notion stratigraphique d'étage. *Colloque sur les méthodes et tendances de la Stratigraphie.* Mém. B.R.G.M., 1970, nº 77.

LUCAS, J. et BONHOMME, M. — Stratigraphie et géochronologie. *Id.*, 1970.

ROGER, J. — Vue d'ensemble sur les méthodes-paléontologiques en Stratigraphie : la Biostratigraphie. *Id.*, 1970.

TINTANT, H. — Paléontologie des Invertégrés et Stratigraphie. *Colloque sur les méthodes et tendances de la Stratigraphie.* Mém. B.R.G.M., 1970, nº 77.

第三篇　现代和过去的沉积环境

沉积环境这个概念包括所有控制沉积物形成并决定其特征的物理因素、化学因素、生物因素和地质因素，也就是说，这个概念包括沉积介质本身所特有的各种因素和地理背景（沉积介质也是其中一个组成部分）所特有的各种因素。因此，沉积环境决定所谓的沉积物的相，引伸来说，就是它们所形成的沉积岩的相，即：广义地说，按照第一个认识相概念有着丰富内容的 Gressly 所提出的五条定律中的第一条，相的概念包括沉积岩或沉积物的岩性、岩石学、古生物特征的总体；狭义地说，按照 Gressly 定律的最后一条，相的概念指的是那些只和沉积介质本身有关的沉积岩或沉积物的所有特征。由于现代沉积和古代沉积的表现是类似的，因此，在使用沉积相的概念的同时，根据沉积环境的概念，地层工作者就能够根据他所了解的现代沉积环境去鉴别古代沉积环境，从而得出恢复古地理的基本原则。

第六章　现代沉积物和沉积环境

由于现代沉积物具有极为多种多样的特征，所以人们只能根据几种基本类型来区分它们。这种多样性是各种因素互相干扰的结果，其中有一些因素是沉积物质的堆积条件，即沉积作用环境，另一些因素是物质的起源、性质以及从来源地向外分散的情况。

A. 沉积作用的主要环境

在现代的自然界里，可以划分为陆地环境、海洋环境和位于陆地与海洋之间的过渡环境，后者也称为混合环境，因为它同时具有海洋和陆地的性质。这三个主要的地形单元又按照一些主要与各个沉积盆地的地形有关的条件进一步地细分，而对大陆环境和混合环境，则更精确地按照气候进一步细分。当然，在每一种环境里，沉积作用一般都在不同程度上决定于下面几种因素，即：物理因素，特别是风、波浪和水流的速度、方向及其变化以及气候的因素，如温度、湿度和降雨量的变化等；化学因素，对那些在水里进行的沉积作用说来，特别是水的成分；生物因素，即动物和植物群落的大小及分布；沉积物及邻近地区的地质特征和地理特征，特别是出露岩石的性质、构造运动的不稳定性、地形、海拔高度及延展的面积等等。

I、大　陆　环　境

这是指没有海水的环境。它包括：陆地环境，在这种环境里，沉积作用是在干旱条件

下进行的或者至少是在没有经常性水存在的情况下（例如沙漠地区）进行的；水的环境，这种环境的沉积作用是以水的存在和具有不同程度的强烈的活动性为条件的，这样的环境可进一步细分为河流、湖泊和沼泽的环境，分别由流水、淡水湖泊或咸水湖泊及沼泽地为代表；最后，冰川环境，是水以固态存在为特征的环境。

1. 沙漠环境

在沙漠地区，沉积作用基本上是依靠风或者那些在潮湿时期出现的暂时性湖泊和流水进行的，在那里，温度的升高有利于暂时性湖水的蒸发，温度的降低有利于冰冻而使岩石崩裂。与此相反，生物因素则不太重要。因此，沙漠地区的沉积物表现出相当大的变化，它们主要是一些石块、砾石和程度不等的较细的沙子，这些颗粒经常带有风蚀作用和蒸发作用的痕迹。这些沉积经常呈透镜状，它们可表现为粗的和细的沉积物经常迅速地交替出现的情况以及波纹、干裂缝、盐类和石膏组分。按照不同的气候的影响，沉积物的颜色从白色到黑色，中间包括灰色、黄色、棕色和红色。其中最值得注意的是风成沙丘和黄土。

2. 冲积环境

这是洪流和河流的堆积环境，前者的堆积表现为冲出锥形态，而在大河曲流泛滥时则表现为宽阔的冲积平源（图50）。冲积环境里的沉积作用是受水的动能支配的，流动在一



图 50　中亚Kokcha河曲在Kokcha河同阿姆河汇合处附近泛滥的情况

定宽度的槽谷里的水可以把落入水中的碎屑物搬走。对于细碎屑物质说来，搬运是在悬浮状态下进行的，在这样的过程中，紊流所产生的上举力与颗粒的重力间达到了平衡；而对于那些颗粒很大的石块说来则是在床底进行拖运，流水对一定大小的颗粒的起动力可以从它们的搬运力看出来。因此，冲积物是以其沿着水流方向延伸的、由碎屑物组成的透镜状交错层理结构为特征的，这些碎屑物在透镜状体延伸方向和垂直方向上有一定的分选性。在冲积环境里，同样有生物作用的因素参与，不过这种因素在河流注入平原的地带比较更重要一些——这里的生物作用比在河水强力刻切两岸的那些河床里的生物作用更为重要。

3. 湖泊环境

湖泊是以孤立、深度较小、波浪和水流较弱甚至没有波浪和水流为特征的，也就是说，它们具有某种平静的特征（图51）。在各种影响湖泊沉积的因素中，气候的影响占主要地位，它们决定了湖水面的季节性变化、水温、含盐度以及带来物质的多少。湖泊的沉



图 51 阿富汗Bande Amir的一个湖泊

积作用与湖泊环境、面积大小、形状、深度及水温等密切相关，有时也和含盐度有关，在局部地区也和某些生物因素的影响有关。湖泊沉积物除在湖的岸边以外，常常是以化学沉积占优势，并且具有细而有规律的层理。

4．沼泽环境

沼泽是生命强烈活动的地区，在沼泽区中，有些地带被薄层滞水或很少活动及很浅的水所覆盖，而另外一些地带则处于被水淹没和经常被水浸透的状态中，这些水可以是淡水，也可以因与海水相连系而含一定的盐分。咸沼泽或温带地区的含咸味水的沼泽生长着草和芦苇。热带沼泽以生长红松和秃顶柏树为特征。淡水沼泽中繁殖着草、芦苇和灌木。沼泽的沉积作用主要决定于其形状、深度、温度、水的含盐度和植物的生长情况。沼泽堆积物很细，具有有规律的层理。沼泽堆积物基本上是化学堆积，但也有时完全由植物碎屑组成。

5．冰川环境

冰川环境包括冰川本身及其周围地带。它的特点是温度很低，低的温度大大地限制了植物的生长和动物的生活。因此，化学因素和生物因素在这里并不重要，而冰川的运动及冰川的融化水则发生了很大的影响，后者会在那些常常是极其宁静的湖盆里聚积起来，所以冰川堆积物完全由碎屑物质组成，这些碎屑物是大小不等的，从特别大的石块到很细的粘土，这些石块常带有因冰川搬运过程中的刻划而形成的条痕。由于冰川融化而直接堆积下来的这些沉积物没有层理和分选性。这就是各种各样的冰碛物。融化水里所进行的沉积呈现出冲积或湖积的特点，这种特点主要决定于融化的水是否蓄积在湖盆里。在大多数情况下，融化水都是从侧面流过冰碛物。这些堆积物中还有纹泥。最后，冰川环境还有利于角峰和刃脊的发育。

Ⅱ、海 洋 环 境

海洋环境是根据海底地形特征、海水深度的差别以及离海岸距离的远近而区分的（图52)。靠近岸边的沉积作用在很大的程度上取决于波浪的能量，其它地方的沉积作用则取决于海流。



图 52 欧洲对面的北大西洋海底的形态

全貌取自全国地理杂志刊载的B. C. Heezen和M. Tharp于1971年编制的说明图。所标示的海岸是大陆斜坡坡脚

1. 海底地形

在现在出露的大部分大陆的边缘（图53），大陆都从岸边开始，首先通过一个被称为大陆架的水下平台向下延伸，然后在一个构成大陆架边缘的坡度突然改变的地带与一个被称为大陆坡的斜面相连，二者在一起构成了陆缘（Précontinent）。在陆缘中，大陆坡和一个被称为大陆基的缓坡相连，再往下就是铺开了的大洋底。海底地形的这些不同方面在

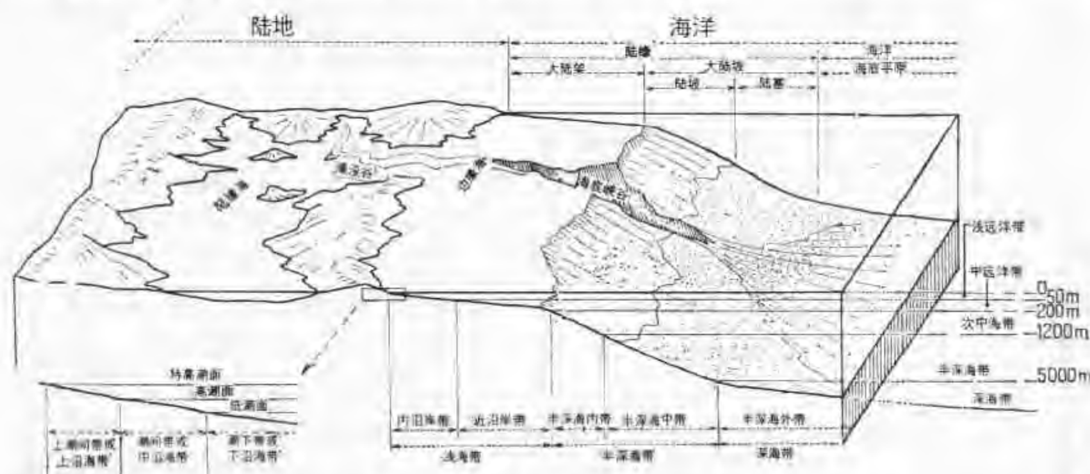


图 53 海洋环境在地形学、沉积学及生态学等方面的主要区划

（选自不同的资料）（上潮间带应为潮上带）

大西洋的法国海岸和北美的东海岸都能看到。在大多数情况下洋底都是以一种水下平原的形式存在的，但在地球的某些地带，如太平洋的四周，洋底由深大的海沟组成，而在其它部分，更确切些说，在大洋的中央部分，洋底则由于具有高山而起伏不平，这些高山有的构成了洋脊（例如位于欧非大陆和美洲之间的大西洋中脊），有的构成了象太平洋那样的海底平顶山那样孤立的山峰。最后，还存在这样一种海，其海底完全由大陆架组成，因而完全属于陆缘。这样的海延伸范围较小，大陆从各方面包围了它们，并且在不同程度上阻挡了它们与大洋的联系，象北海、波罗的海、波斯湾等就属于这种情况。这些海被称为陆间海。与此相反，另一些海虽然同样地分布在大陆架上，但它们是朝着大洋敞开着的，如英吉利海、Iroise 海、布列塔尼海，这些海被称为近陆海（Mers pericontinentales）或边缘海。分布在大陆架上的这些陆间海或边缘海统称为陆缘海（Mers epicontinentales）。

a）大陆架——大陆架实际上是一个平坦的面，其平均坡度非常缓，约为0.07°，这个平缓的面一直延伸到坡度突然变陡的地方，从那里开始为大陆坡。在不同的海中，甚至在同一个海的不同地带中，这个变陡的地方的深度是不同的，这个深度一般在70米至 300 米间，常常是 200 米左右。在不同的海中，大陆架的宽度也是变化不定的，在欧洲的大西洋海岸，它的宽度能达到一百公里或者更多一些，而沿某些山脉的海岸则比较窄，如Alpes-Maritimes和普洛旺斯海岸（在那里，阿尔卑斯山脉被地中海切断）和拉丁美洲西海岸(在那里，太平洋被安第斯山环绕）就是这样的。尽管大陆架是平坦的，但在这个平台上经常可以看到有被淹没的古河流的痕迹。这些被淹没的水系一般都是附近大陆的陆上水系的延伸部分。例如在东加拿大的大陆架上就有这样的情况，在那里，被淹没的水系延伸到圣劳伦斯河，直到纽芬兰岛的南部。大陆架是沉积作用进行得比较强烈的处所，并且有时还沉陷得很厉害。与此相反，它的边缘部分的某些地带则因为不断地垮落而使人感到它们在变得年青。当发生塌陷时，大陆架边缘常会突然地由于一些豁口而变得起伏不平，这些豁口就是大陆坡上的水下谷地，它们被称作海底峡谷。在另外一些地段，大陆架边缘地带呈圆滑状，就象是磨损的岩石边缘一样，所以那里也没有沉积物或者只有很薄的一层沉积物。最后，有一些地带，那里大陆架缓慢地、有规则地向广海延伸，一直延伸到洋底平原，在这样情况下就不能再划分它们的界线，如在利比亚北部的大陆架就是这样的，在那里，地中海海底缓缓地倾斜，没有陡坡，一直延伸到相邻的南意大利海底。在一般情况下，大陆架都被看作是大陆下斜的部分。

b）大陆坡和陆基——大陆坡是个倾斜面，在大西洋，这个倾斜面的平均坡度为3°，在太平洋，这个倾斜面的平均坡度为5°。当大陆架很窄或不存在时，即当海岸是由山脉组成（象拉丁美洲西海岸那样）时，大陆坡的坡度会大大地超过这个平均值。大陆坡甚至可能是垂直的，如印度尼西亚海岸和新西兰东海岸就是这样的。海底峡谷切开了大陆坡，象人们所看到的利翁湾，比斯开湾和美国东海岸外的陆坡就是这样的一些例子。陆基是一个逐渐向上的凹面，由这个凹面把大陆坡和洋底平原衔接起来。因此，大陆坡的下界没有其上界那样明确，它的下界一般都在2500—3000米左右的深处。与大陆坡相反，陆基常被浊流带来的大量碎屑物所覆盖。这样的浊流虽然人们从来没有直接观察到，但已从某些事实了解了它们，其中特别是海底缆绳被破坏的事实，这种情况是由于大陆架边缘堆积物平衡遭到破坏而引起的，而后者又可能是由于地震而引起的。浊流的搬运能力是巨大的，它可以一直达到洋底平原，形成象复理石建造那样的深水韵律性沉积物。最后，某些作者认为，

海底峡谷可能是由浊流掘成的，尽管还有另外一些作者认为这些海底峡谷是淹没的古河谷。不管怎样，在那些由大陆架得来的沉积物中，有一大部分是由浊流搬运到广海和深海底去的，关于这一点是没有疑问的。

c）大洋底——陆基斜坡结束处，就转为洋底平原。这是一个水平面，它的深度在各个大洋和同一个大洋的不同地区都是互不相同的，但通常都大于3000米。而切断了这个平原的深海沟则可以达到或者超过 10000 米的深度，例如西伯利亚东海岸外的千岛群岛海沟就是一个例子。水下山脉、洋脊和平顶山有时达到数千米的高度，呈现出高低起伏。最后，地球物理学方面的资料指出，大洋的深部结构不同于大陆和大陆边缘的深部结构，而大陆和大陆边缘的深部结构则是相似的，因此大陆斜坡与洋底平原的边界就是大陆和海洋的真正边界，这个边界全部地由陆地来的沉积物标示出来。

2．海洋环境的主要类型

根据邻近大陆的海底地形特征可以把海洋环境划分为三个主要地带：浅海带、半深海带、深海带。有时，浅海带也称作边缘海带。

a）浅海或边缘海带是那些海底为大陆架的地带。因此，这个带是介于大陆和广海之间的地带。这个地带中的水的深度较小，有时也称作亚滨海带(Zone sublittorale)，这一带可以细分为下滨海带（Sous-Zone infralittorale），包括低潮海面至50米左右深的海底；环滨海带（Sous-zone circalittorale），包括50米至200米深的海底。浅海带接收来自大陆的沉积物，这些沉积物或者在浅海带停积，或者被海流搬运、穿过浅海带到达半深海和深海带。浅海带还接受了众多的太阳能，一半的阳光被一米深的海水吸收，80％的阳光被11米深的海水吸收，40米深以下的海水实际上是黑暗的，至少在法国所处的纬度上是如此。浅海带的海水是氧化的，其水温随气候和季节的不同而变化，含盐量居中等——约为35‰。在浅海带存在许多海流，例如波浪流、潮汐流、岸流，它们可能是由占优势的风的作用或由斜交海岸的波浪引起的，岸流在碰到岸边障碍物后，朝着广海（“Large”，远离海岸的洋面）流动，或者形成巨大的洋流，如从巴哈马出发的海湾潮流，在巴哈马达1.5米/秒流速，但这些洋流的影响会随着深度的增加而朝着广海的方向减小。最后，这是一个生物活动特别强烈的地带，特别是那些底栖生物，即那些紧靠海底生活的生物象瓣鳃类、海洋腹足类、许多有孔虫、大部分棘皮动物、大量的腔肠动物、海藻类等等所最喜欢居住的地方。

因此，在浅海带，沉积作用是在与海流有关的动力因素影响下，在与生物活动有关的生物-化学因素影响下以及那些与海底地形及靠近陆地的程度等有关因素的影响下进行的。因此，浅海带沉积物在性质和厚度上都是各种各样的。例如，由河流从陆地搬运来的碎屑物质会被岸流分散到它所能分散到的地方，当这些碎屑物被抛弃时，它们会随着海底的不规则程度的大小而或多或少地沉积下来。当海底有规律地向广海倾斜时，沉积物的厚度也会有规则地增加，沉积物的颗粒会在同一方向上有规律地减小。反之，当海底不规则时，例如，当海底出现盆地和浅滩时，沉积物就会集中在盆地里，而浅滩则会被海流所清除；这些海流可以阻止所有沉积物在浅滩上发展或者有利于在浅滩上形成坚硬的层面。最后，在浅海带中的局部的陡峭的地方会有浊流存在。人们估计，地层中80％的沉积物是在浅海带沉积的。

b）与大陆坡和陆基相应的半深海带。这一带位于浅海带与广海之间，其深度在200米

以上，并随着远离海岸的程度而迅速增加。它虽然处在那些经常搅动表层海水的海流所能达到的范围以外，但却是浊流或密度流活动的范围。在大洋和开阔海里，密度流表现为冷水的前进流——从极地流向赤道的冷水的前进流，或者象在直布罗陀海峡那样的高盐度的海水向盐度一般为正常的大洋流动的前进流。这些密度流经常都是非常缓慢的，而浊流则是例外，因此，半深海带一般是平静的。总之，半深海带总是黑暗的、寒冷的、经常是平静的。在这一带生活的生物，只是某些在海底生存的食泥生物。

因此，半深海带的沉积物是由浊流搬运来的，一般都是经过它们改造过的浅海沉积物及一些在海水里呈悬浮状态的矿物颗粒和远洋生物的尸体以及溶于海水中的物质。除了由浊流进行的沉积作用以外，动力因素的影响是极其偶然的。最后，在封闭或几乎封闭的深海里，如里海、黑海，会形成一种特殊的沉积条件，这种条件的形成主要是因为海水在不同的深度上具有不同温度的分层结构，这样的分层结构是由于缺乏密度对流造成的，另外也是特殊的含盐度造成的结果——由于较强的侵蚀作用，产生了含盐度较大的海水，得不到来自另一海域的含盐不同的海水的补偿。此外，上述层状结构的形成也和水中的CO_2含量及H_2S含量的异常增多有关——前者是由于有机质被氧化，后者是由于厌氧细菌的活动。

c）深海带相当于大洋底。这一带当然是昏暗的，具有强大的静水压力，水温低于摄氏表五度。这样严酷的条件大大地限制了生物的繁殖，这里没有植物生长，在这一带生活的某些动物依靠那些从表层海水中沉降到海底的生物遗体维持生活。最后，除边缘以外，这是一个浊流活动达不到的地带，即一个真正平静的地带。因此，深海沉积主要是由溶于海水中的物质和原来呈悬浮状的细粒物质形成的。有时候，人们用**深海带**（Zone hadale）这个词来表示那些由深大海沟所确定的深海带中的特殊地带。

Ⅲ、混 合 环 境

在陆地和海洋的交界处，有许多因素影响着沉积作用，这些因素的重要性大小主要决定于海洋和海岸的类型。从各个方面说来，这是一个极其复杂的地带。如：在海岸较低的地方会有海滩和沙丘堆积（例如在宽阔的Gascogne湾一带），或者不同程度的孤立的泻湖（如利翁湾的Languedocienne海岸）。与此相反，在那些主要是悬崖的陡峭的海岸则会堆积起数量多少不等的垮落的物质，例如Pays de Caux海岸一带和布列塔尼海岸。当没有潮汐时，从理论上讲这种海的混合带应该是象地中海那样比较狭窄。而在相反的情况下，这样的海岸带则会与那些潮汐摆动带相混。这是一个受波浪、潮汐、沿岸流以及由海洋吹向陆地的风的作用地带。这样的地带包括河口区，这些注入大海的河流流过邻近的大陆并带来了淡水和由于侵蚀大陆面得到的溶解物质及碎屑物质，这些物质在向广海分散以前，必须经过这个混合地带。最后，混合带也包括大陆和海洋的边缘，也就是说，这里的海水经常被搅动，它们被氧化得很厉害，在各个地点上，海水的含盐度和温度是变化不定的。动物和植物（特别是底栖固着生物）在这一带是十分繁盛的，生物礁主要在本带生成。根据不同的情况，混合带分别被称为狭义的滨海带、泻湖带和生物礁带。

a）滨海带，在潮汐海岸，滨海带是指高潮线到低潮线之间的地带。这样的滨海带称为**潮间带**或**中滨海带**（Zone mediolittorale），而把平常高潮水面与某些年份由大风暴引起的特大高潮水面之间的地带称为**潮上带**或者**上滨海带**（Zone supralittorale），将最低潮水面以上的地带叫做**潮下带**或**下滨海带**（Zone infralittorale）。因此，在潮汐海岸，滨

海带的主要特点是海水淹没期和出露期每日交替。典型的滨海带沉积物是海滩沉积物，海滩沉积物其颗粒是大小不等的、从砾石到沙子和淤泥，砾石的体积有时很大，它们一般都在海滩的陆地边界上形成沿岸堤，沙和淤泥的形成取决于波浪和水流的能量，水的搅动会妨碍沙和淤泥滩的发育，而生物在滨海带的作用则是比较微小的。不过，也有缺乏海滩的海岸，或者沿着这样的海岸只存在很窄的海滩，象陡峭海岸就属于这种情况。最后，滨海带包括河流的河口区，即三角港或三角洲，二者的形成决定于河流的搬运能力和搬运量，也决定于海洋分散河流搬运物质的能力。

b）显然，泻湖带是以泻湖的存在为特征的，泻湖在不同程度上都是数量较多、面积较广并且外形比较复杂的。泻湖是一个不深的相对平静的水体，它由一个在任何情况下都能破坏海浪能量的、或多或少地连续的沙咀或沙坎与海隔开。一个泻湖可以接收淡水和由河流带给它的沉积物质，同时，它也接收同它相连系的海洋提供给它的咸水，这些海水经常是在涨潮时涌进的。由于泻湖的一端是河流的河口区，另一端是海水进入的通道，在泻湖里就形成了盐度梯度，这样的盐度梯度就会产生密度流。因此，泻湖里形成的沉积物是由各种各样的物质组成的，其中有一些是由河流输入的碎屑物，另一些是由那些在蒸发、搬运过程中溶解在水里的盐类沉淀而成的。在泻湖沉积的过程中，除了河口区和潮汐涌道上的流水可以在泻湖沉积过程中相对地起一些作用外，主要决定于那些与气候有关的温度因素。所以泻湖带是蒸发因素占优势的地带。

c）生物礁带是由某些底栖生物的营造物所确定的地带。更确切地说，是腔肠动物营造物所确定的地带。但另外也存在一些简单的生物礁，如由 *Hermelles* 这样的环节动物所营造的生物礁。因此，这一带的基本特征也就是同这些生物的生命活动要求相一致的一些特征。例如，珊瑚造礁环境必须同时具有海水清澈、活动、氧化和水温较高等条件，这些特殊的条件反映在所形成的沉积物里，也就是说，它们反映在珊瑚礁和从属于珊瑚礁的沉积物上。

B. 沉积物组成物质的成因和分布

在构成沉积岩的物质中，有一部分是由于机械侵蚀作用而形成的地表岩石碎屑，有一部分是由于化学侵蚀作用而形成的这些岩石的风化产物。在从岩石中分离以后，这些物质就被搬运营力搬走，然后分散开。在这些搬运营力中最积极最常见的就是液态或固态的水。当搬运介质的物理、化学和生物特征有利时，这些物质就会堆积起来，然后进行成岩作用，转为沉积岩。

I、机械成因的物质

在最简单的情况下，岩石会由于那些断裂、节理和构造或沉积形成的裂缝而比较容易地碎裂，也就是说，通过裂隙，岩石仅仅在重力作用下就会比较容易地分成碎块。这种碎裂作用也可能是爆炸的结果，象燧石质岩石在强烈的热的冲击下就会发生炸裂，另外，由多种矿物组成的岩石，当它们的组分发生不均匀膨胀时，其颗粒也会崩解；水更有利于这种现象的发生，因为水的膨胀系数大大地高于岩石的膨胀系数。所以，在寒冷地区，岩石的碎裂主要是由于岩石裂缝里所含的水结成了冰而使得岩石连续地爆裂。因此，在这种情况

下，影响岩石崩解的是受热分离的范围大小、结冰和融化相互交替的频率、岩石的孔隙度和岩石的吸收系数等。这些机械作用的现象在植被稀少的地区占极大优势，它们形成了一个岩屑的残积覆盖层，其岩石性质与母岩一致。这些分解破碎的物质叫碎屑物。它们是一些岩石的碎块，即：不同程度的、体积较大的多矿物或单矿物岩石块。

这些碎屑物首先在陆地上离发源地较近的地方堆积下来，然后由流水将它们搬运到较远的地方，再一次地沉积下来，它们有的沉积在河床里，有的经过多次改造之后在海洋里堆积下来（图 54）。在那里，根据局部地区的沉积环境特征和碎屑颗粒的大小，这些碎屑

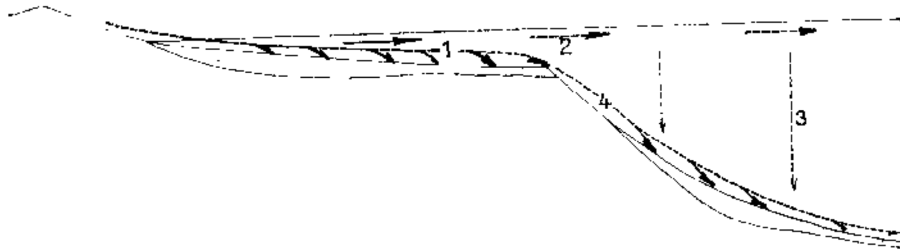


图 54 陆源碎屑物质向海洋分散的图式

当有足够强的搬运能力的底流（1）时，粗粒碎屑物在靠近床底的地方进行搬运。细粒物质有一部分在底流搬运粗粒物质的同时也被底流搬运，有一部分被表流（2）搬运。在重力作用（3）下，细粒组份的搬运速度始而减缓，继而中止。另外，沉积在大陆架边缘的物质中有一部分会垮落并参加到浊流（4）中去，浊流将这些沉积物运到斜坡脚下、甚至更远。图中非常近似地指出了陆源碎屑物堆积厚度随海底地形及离岸距离的不同而改变的情况

物或者在海岸附近堆积起来，或者被贴着河床拖运或呈悬浮状态，依照水流方向和海底地形以及离岸边的距离远近而被分散到不同的处所。其中有一些在大陆架上停积下来，另一些在有浊流出现时可以达到大陆坡脚下和大洋盆地边缘。在坡度允许的情况下，在被搬运到上述地点的碎屑物中，体积最大的那一部分常常仅仅在重力作用下就能沿着海底滑动。在整个过程中，已经形成的和在搬运过程中获得的沉积物都在进行着不断的改造，直到重新沉积下来的时候为止。学者根据各种不同的情况把这样分散开来的沉积物分别规定为侧向的、末端的、纵向的和多向的（图 55）。由于一种特殊的、例外的经历，除了砂粒以外，体积极大的砾石和石块也会被搬运到远海——这些粗大的物质先落到极地冰川里，然后被冰川载运，当冰山融化时，这些粗粒物就会在重力作用下落到远洋里。最后，如果说水是最经常、最强大、最有效地搬运因素的话，那么，当地面碎屑颗粒足够小的时候，当植被缺少甚至没有植被的时候，也就是说，当气候至少在一个季节里是干燥的时候，如在冰缘地带、干燥地带和沿岸地带，风同样起着一个相当重要的作用。



图 55 一个沉积盆地里的陆源物质的主要分散类型

A．侧向的；B．末端的；C．纵向的；D．多向的

这些从陆地上剥蚀下来并且在陆地上或水里被搬运、分散、堆积的物质构成了所谓

碎屑岩的主要部分和某些被化学或生物化学成因的基质胶结起来的、由碎屑物质构成的岩石的主要部分。因为这些物质是在陆地上形成的，所以人们把沉积岩中的这些物质统称为陆源组份。当然，这个陆源组份在所有各种类型的沉积物里都会出现，即在陆地沉积物中、冲积物、湖积物、混合型及浅海沉积物中、半深海及深海沉积物中它们都会出现。但是，陆源组份的含量多少是不同的。在不同的沉积物中，实际上，它取决于供给源的距离和搬运营力的大小。例如，在海洋里，一般说来，陆源沉积作用是随着远离岸边的程度而减弱的，可以说，由破坏大陆而得到的碎屑物厚度是环绕陆地呈带状减少的，按照剖面特征，人们称之为大陆斜侧面（prisme continental）。同样地，颗粒最大的物质会首先停积下来，而细小的颗粒则会被搬运得很远，至少原则上是这样。实际上，这种分布情况并不是这样有规律的，至少在细节上并不是这样有规律，可以看到，沉积物的分布情况是决定于海流的作用和海底的不规则性的。海底的低地可能是沉积物的聚积地，有时，低洼地甚至会成为堵隔地，它会限制并制止陆源物质分散，而那些高起地形则处于流水的侵蚀下，因而，偶尔带到这里的沉积物也无法停留，即便有也很少，然而，倘使海底是由石灰岩构成并具有钻孔的软体动物及某些节肢动物活动的话，这些地方却有利于铁质或锰质薄壳、磷结核及锰结核的发育，它们边溶解边硬化，形成硬底。最后，在粗碎屑物向大洋盆地边缘搬运的过程中，对于陆源物质向海洋分散的作用说来，浊流同样是重要的因素。简单地说来，这种再分配过程的细节是极为多种多样的。然而，就一般情况而言，由于大陆架几乎是水平的，它比大陆坡上部更有利于沉积物的聚积，而大陆坡上部则经常处于剥露状态。

Ⅱ、化学成因的物质

促使这种物质形成的侵蚀作用可能仅仅是由于物理-化学作用，也可能是由于生物化学作用；前一种侵蚀作用仅限于溶解作用、水化和水解作用；在后一种作用中，有由于生物活动而产生的物质参加，例如腐植质、氨气、碳酸气和SO_4''、PO_4'''、NO_3'等等离子。在后一种情况下，土壤的形成或成土作用构成了整个过程中的一个主要阶段。在那些水量丰富、气候较热、有机质很丰富的地区，化学侵蚀作用显然要比机械侵蚀作用更加强烈。化学侵蚀作用在温带地区还是明显的，但在干旱地区则会由于缺水而几乎不存在，另外，在寒冷地区，由于化学反映速度很低，所以化学侵蚀作用也表现得不明显。在一般情况下，作为地壳的基本组成物质的硅酸盐是在极不同的热动力条件下形成的，因此在地表，这些硅酸盐就处于不稳定状态，并在外部因素作用下发生相应的变化。最后，从一些情况看来，在有利于大量植被发展的地壳平静时期，也就是说在生物稳定期（biostasie），环境对化学沉积作用比对碎屑沉积作用更有利一些。反之，在植被遭到破坏，因而不再能防止机械侵蚀作用对土壤的破坏时，也就是说在所谓的平衡破坏（rhexistasia）时期里，环境就对陆源沉积作用有利。

这些化学侵蚀作用和风化作用的产物是互不相同的。其中有一些是不变化的残积物，如石英和白云母。另一些是部分蚀变的矿物，如长石和黑云母。还有一些是新生成的矿物，如粘土矿物。最后，还有一些溶解在水中的化学元素。当这些风化产物被有利于它们分解的流水搬运时，它们最后会被搬运到湖泊、沼泽或海洋里，在那里，所有的物质都会象其它陆源碎屑沉积物一样沉淀下来，而那些呈溶液状态的化学物质则或者发生沉淀，或者与

生物即动物或植物的活动相关联。这些呈化学溶液状态被搬运的物质约占河流搬运物质的20—25%。

以溶液状态搬运的化学元素只是在一定的物理、化学条件，特别是温度、压力、pH值、氧化-还原电位和溶解度等条件得到满足时才会沉积下来。这种沉淀作用产生了新矿物，这些新矿物同沉积物的其它组份一起堆积，并且构成沉积物的重要部分。这样，以胶体或离子状态被水搬运的二氧化硅就沉积，形成了燧石、硅质岩或石英岩。石灰岩的基本组份方解石结晶成大小不等的不规则的小棱面体晶体，这些晶体互相紧贴着。呈溶液或胶体悬浮状态搬运的含铁组份产生了铁质岩。以HPO_4''和H_2PO_4'形式浓集的磷沉淀成磷灰石，形成磷酸盐质堆积物。人们把通过这样的过程所产生的、构成了沉积岩的物质统称为物理-化学组份。这种物理-化学组份主要存在于（或者完全存在于）白云岩一类的碳酸盐岩里和没有经受任何生物作用的或者被改造的其它石灰岩里，也就是说，存在于这些岩石所含有的微晶方解石（micrite）或粗晶方解石（sparite）质的胶结物中。这种组份也存在于多孔硅质石灰岩一类的硅质岩、含铁的矿物和盐岩中。可以看到，这种组分的存在是决定于环境的物理-化学特征的。因此，在海洋环境里，从某一深度开始，钙的碳酸盐不再同海水保持平衡状态，于是海水就会把碳酸钙溶解掉，这种溶解作用从几百米深处就已开始。这种溶解作用开始很弱，到3700米左右的深度上就变得很强，最后就能把碳酸钙完全溶解掉。海水溶解碳酸钙的上界至碳酸钙不再存在的地方构成了所谓的碳酸钙补偿面（Surface de compensation du carbonate de calcium）。这个补偿面深度取决于很多因素，特别是海底地形和由于温度、密度所引起的深部海水的混合作用。显然，这个补偿面构成了一个障碍，它限制了碳酸钙的沉积作用，并且使它们不能在深部海水中存在。同样地，蒸发岩只能在那些蒸发作用足够强烈、进行沉淀作用的盆地在一定程度上与海水隔绝并且实际上不再接收淡水时才能进行沉积，这就要求有一个特殊环境，例如需要一个干旱而热的环境。

呈溶液状态搬运并且与生物的活动相关连的化学元素帮助生物营造了贝壳、背甲、甲壳和骨骼。这些贝壳和骨骼等堆积起来，就会成为湖泊、沼泽或海洋沉积物的重要组成部分。因此，动物和植物对呈溶液状态的化学元素的利用是许多石灰岩和硅质岩的成因。其中，石灰岩主要是在热带的海洋里由钙藻、软体动物、有孔虫、棘皮动物、海绵、苔藓、腕足动物（按主、次顺序排列）等形成的。藻类和腔肠动物的作用是特别突出的。事实上，这些藻类和腔肠动物只在不超过100米深的清澈的海水里生存。硅质岩是由海绵动物、放射虫和硅藻构成的，海绵动物通过海绵骨针的堆积，形成海绵岩（Spongolites），硅藻通过其遗体的堆积，形成硅藻土，放射虫尸体的堆积是放射虫岩的主要组成部分。人们把这样堆积过程所形成的沉积岩的物质总体称为生物化学组份。并且更确切地把海底生活的生物活动产物称为底栖组份，把水中漂浮的生物（即浮游生物）和游泳的生物的产物称为远洋组份。

显然，在所有有利于底栖生物生活的水域里堆积的沉积物中，也就是说，在浅海沉积物和不深的湖泊沉积物中，都可能有底栖组份存在。在海洋里，这些底栖组份经常被海流改造、分散和再沉积。例如，破碎的贝壳构成了海滩沙和大海中的贝壳沉积的重要组成部分，在大海中，它们和陆源碎屑物遭到了同样的命运。在深海带、半深海带和较深的湖泊沉积物中，实际上不存在底栖组份，除非来自有利地带的底栖物质被拖运到深海底并在那

里得到改造。相反地，远洋组份却可以同样存在于深海、半深海和浅海的沉积物中。远洋组份中的主要成分——浮游生物——和底栖生物一样，也是依赖阳光生活的，但与后者不同的是，它们不计较海底和湖底的条件。这些浮游生物是在海和湖的上层水里生活的，在它们死亡以后，它们的尸体会在重力作用下像雨一样地降落到海底和湖底。此外，沉积物中远洋组份的分布反映了相应时代里漂浮生物的分布情况。譬如，球房虫沉积物证明化石出现的地方过去曾有热带或温带海洋存在，硅藻沉积物证明，化石出现的地方过去曾有寒带海洋存在。不过，在深海带，尤其是在半深海带里，当穿过碳酸钙补偿面深度时，钙质远洋生物尸体会被海水溶解而最后完全消逝。因此，在深水沉积物中是没有远洋碳酸钙组份的。

最后，主要含有化学组份或生物化学组份的沉积岩可能在它们生成以后被洋流破坏和改造。这样形成的碎片会在原地或经过一定距离的搬运再一次沉积下来。然后，这些碎片可能被其它成因的化学或生物化学沉积物所胶结，成为碎屑岩或生物碎屑岩。人们把碎屑岩中经过改造的化学成因物质叫做他生化学组份，把没有经受过改造的化学成因物质叫做正常化学组份。

C. 现代沉积物的主要类型

沉积物分类的基本原则是以沉积物所继承的沉积环境特点为基础的。因此，在这种分类中可以区分为大陆沉积物、海洋沉积物和混合沉积物三种，而每一种基本类型可以根据局部环境的特征和参加到沉积物中的物质种类进一步划分。

I、大陆沉积物

这种沉积物包括陆地的沉积物（即崩积物、山前堆积物、冰碛物、寒带和热带的荒漠堆积物等等，这些堆积物并不是都必须经常有流水参加）和水下的沉积物，说得更确切一些，是洪积物、冲积物、沼泽堆积物和湖积物，这些堆积物要求经常有液态水参加，并且这种水通常是淡水。除了某些湖积物的底栖或深水组份以及那些主要形成于沙漠带的盐层中的化学组份以外，大陆沉积物主要是由具有一定大小和分选性的陆源碎屑物组成的，这些碎屑物构成了大小不同、而形态互异的沉积体，这些沉积体通常在水平方向上延伸不远，分布极不连续。其岩石和岩性特征在一定程度上直接地反映着沉积地的地理环境、搬运动力的能量和气候。

II、海洋沉积物

这是一些堆积在大陆架上的浅海沉积物，堆积在大陆坡和陆基上的半深海沉积物和堆积在大洋底的深海沉积物。

1. 浅海沉积物

由于大陆架上沉积物的沉积地点常和底栖生物大量生长的深度相一致，所以这些沉积物在大多数情况下都接受了大量的底栖组份，特别是很多的瓣鳃类、腹足类的贝壳（这些生物在这部分水域能否生存决定于该区海水活动性大小）、底栖有孔虫和造礁生物。另外，由于这些沉积物直接堆积在出露水面以上的陆地附近，所以它们也能接受到相当多的陆源

组份。最后，和所有海水里的堆积物一样，浅海沉积物也可能接受一些远洋组份和数量相当多的化学组份，这些组份常常是碳酸盐。这三种组份的相对重要性在不同情况下是互不相同的。当邻近大陆处在强烈造陆作用下、形成了较高的起伏地形并且没有较多的植被覆盖时，即处在植被破坏的不平衡时期时，则缺乏或者没有底栖组份、深水组份或化学组份，而陆源组份占优势。反之，当邻近大陆处于准平原化的稳定时期，尤其是当这些大陆被众多植被覆盖、以淋滤方式使化学侵蚀产物流失而残留陆源物质时（如热带区域的覆盖层就属于这种情况），也就是说，当处在生物稳定时期时，则陆源组份就会缺乏或者非常少。同样地，当浅海沉积发育在深海平原上的时候，或者在大陆和浅海间有堤坝阻隔时，也就是说，在附近大陆的陆源物质所达不到的地段也会缺少陆源组份。这时候，浅海沉积物中底栖组份、化学组份或远洋组份就会占优势。总之，浅海沉积物可能具有多种多样的种类。此外，是经常在比较强大的海流作用下，这些沉积物成了经常被改造的对象，这就越发增加了浅海沉积物的多样性。

2．半深海沉积物

因为这种沉积物是在底栖生物繁盛面以下，通常是在邻近或在碳酸盐补偿面之上的广海堆积的，所以在这些沉积物中除了由浊流带来的、原来堆积在大陆架上、后来经受改造的底栖组份以外是不含底栖组份的，另外，碳酸盐在半深海带的含量也是不多的、不稳定的或者缺乏的。与此相反，当浊流发生时，半深海带沉积物中则会带来大量的陆源组份。此外，与某些设想相反（按照这些设想，陆源物质颗粒在水平方向上的分布是随着远离岸边的程度面减小的），在半深海带的陆源组份中也常常会有一些比较粗大的、浊流所能搬动的组份。还有，当海底斜坡坡度足够大时，由于重力作用而发生的滑动，在半深海带也可以见到颗粒比较粗大的陆源组份。例如在加拿大东海岸外的4000米深的海底就有从哈得逊湾冲积形成的砾石层插在美洲海岸边的半深海沉积物中。同样地，在 Alpes-Maritimes 沿岸的许多海底峡谷，常会在相当深的地方有一些巨大的石块，这些石块是如此的大，以致人们几乎不能想像，它们曾是滑落到淤泥质的海底中去的。与此相反，当陆源组份缺乏时，远洋组份就占了优势或者完全为远洋组份，这样的半深海带就属于深海软泥的范围，例如，位于碳酸盐补偿面以上的房球虫软泥和位于碳酸钙补偿面以下的放射虫软泥和硅藻软泥。

3．深海沉积物

由于这些沉积物是在半深海带以外地区，即一般说来都是在最后一批粗的陆源物质停积地带以外并且都是在较深海区域堆积的，所以这些堆积物不仅缺乏底栖组份，而且也没有粗的陆源组份。因此，堆积在大洋底的完全是深海非钙软泥，特别是放射虫软泥和那种在寒带的深海底常常可以见到的硅藻软泥。与此相反，在深海软泥中也会掺杂有陆源淤泥，特别是大洋红色淤泥，后者有的是被带到远洋中去的比较细小的陆源颗粒，这些颗粒和远洋生物尸体一样，在重力作用下，沉落到大洋底，另外也有一些是被浊流搬运的一些更加细小的颗粒，它们被送到程度不等的更远的大洋平原上。

Ⅲ、混合沉积物

在这些沉积物中最主要的是海滩堆积物、河口堆积物、三角洲堆积物、生物礁堆积物和泻湖堆积物。沉积在海洋和陆地的交界处的这些堆积物带有海洋和陆地的痕迹。另外，因为所有在海洋里沉积的陆源物质都必须经过这个地段，所以，除了生物礁和泻湖堆积以

外，在这些堆积物里都以陆源组份为主。最后，混合带沉积物中含有能够经受得住温度和盐度的变化以及潮汐淹没和退潮交替变化的生物尸体。

1．海滩堆积物

在那些有潮汐的海边的低缓海岸，海滩最为发育。在那些潮汐不明显的低缓海岸，尽管不很发育，也有海滩存在，在陡峭海岸的陡崖下，海滩就发育得更差了，在那里，典型的海滩堆积物都和那些由陡崖垮落下来的巨大石块堆在一起。在这里所进行的是在由陆向海的缓倾斜剖面上的沙的堆积作用。海滩按照不停地起作用的海流和潮汐的大小划分为几个带（图 56）。海滩沙子有一部分是由波浪击碎的、生活在沿岸带及其附近的软体动物贝

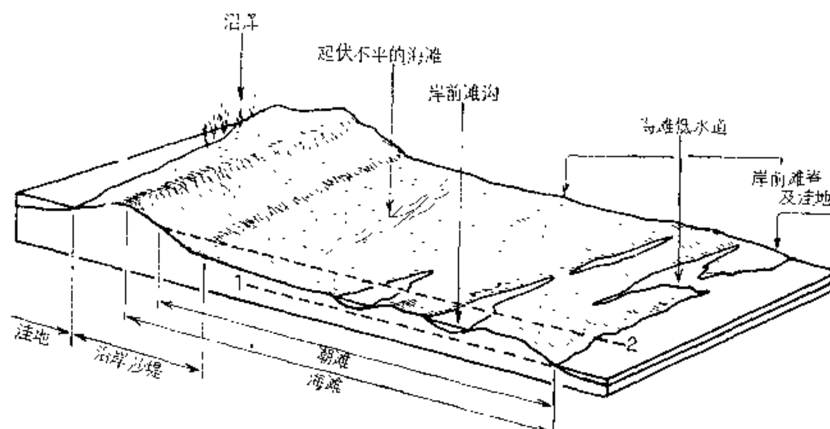


图 56　海滩及其周围

1—低潮海面，2—高潮海面

（据 A. Guilcher, 1954）

壳的碎片组成的。另一部分沙子主要是由石英颗粒组成的，在这些石英颗粒中，有一些是由现代河流从陆地上带来的，另外一些是古河流带到大陆架上的沙质沉积物并经过后来沿岸流改造的沙粒。最后，在海滩的沙里常常混有在不同程度上数量较多、比例较大的砾石，这也是由现代或古代河流带来的、经过改造的物质。在海滩上部，更大的砾石集中起来构成沿岸堤。同样地，垮落在陡崖脚下的石块也被海流带走，当这些石块的大小与海流能力相当时，这些石块也会加入到海滩的沿岸堤里。

2．河口沉积物

河口是目前潮汐流所能影响到的河谷被淹没的那一部分（图 57）。当河流带来的陆源物质被海流分散到足够大的范围内时，河口区就成为水的自由通道，例如加隆河河口、卢瓦尔河河口、太晤士河河口就是这个样子。沉积在河口区的沉积物主要是从河流带来的，尤其在河流涨水时期更是如此。事实上，海洋什么也没有带给河口，然而，在涨潮时，海洋能够明显地使携带陆源物质的河水在河口流动减缓，直到倒灌。当淡水与海水相遇时，在河口可形成一个泥塞（bouchon vaseux），泥塞和海水一起抬高河口区水面。以后，在海水平静时，这种泥塞组成物的一部分可堆积起来。在退潮时，停积的物质会返回海洋，直到下一次涨潮。再者，在这个交替转移中，泥塞会把那些低潮时曾被覆盖、高潮时曾被淹没的陡峭部分清除掉，因而为泥塞另一部分组成物质的沉积创造了有利的条件。这样就形成了泥滩（Slikke），泥滩通常是河口区淤塞的搬运物。与此相反，由河流搬运来的沙

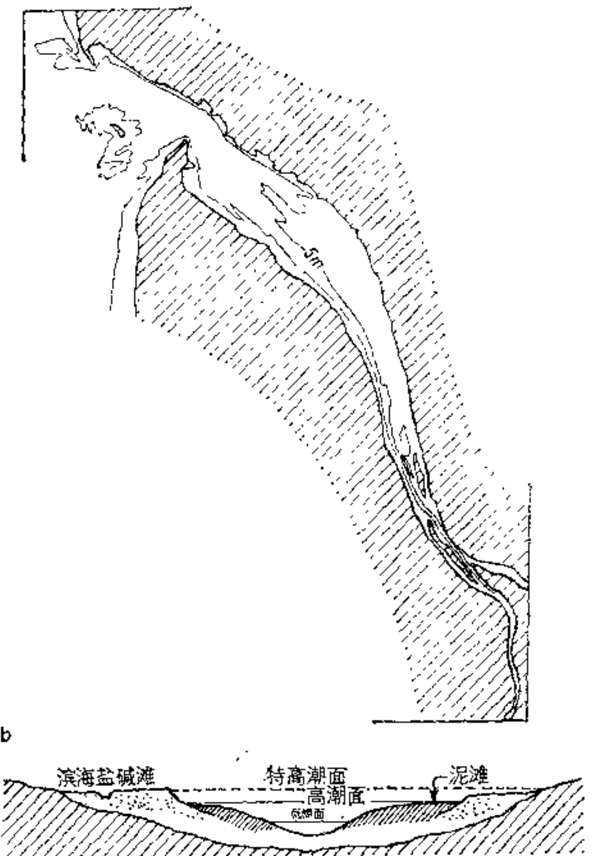


图 57　河口的例子。

a）Gironde河河口1974绘出，等深线—5m，以最低海平面为标准绘出了沙滩的分布情况，沙滩堵塞了河口和通向波尔多的航道。地形复杂的上游地带的特点是具有一系列的二级通航系统和潮汐坝，下游地带包括两个彼此分隔的通道，即主航道和Saintonge航道，它们是被一个连续伸展的潮坝分开的。这两个航道在河口出口处会合，之后出现两个由Cordouan钙质平台分开的新航道；b）河口区横剖面图，图中的盐碱滩只不过是泥滩的一部分，这一部分仅仅在特大高潮时才会被海水淹没，一个微小的陡坎把泥滩和盐碱滩分开。在盐碱滩上有相当多的植物发育

（据 P. Allen 和 A. kringebiel）

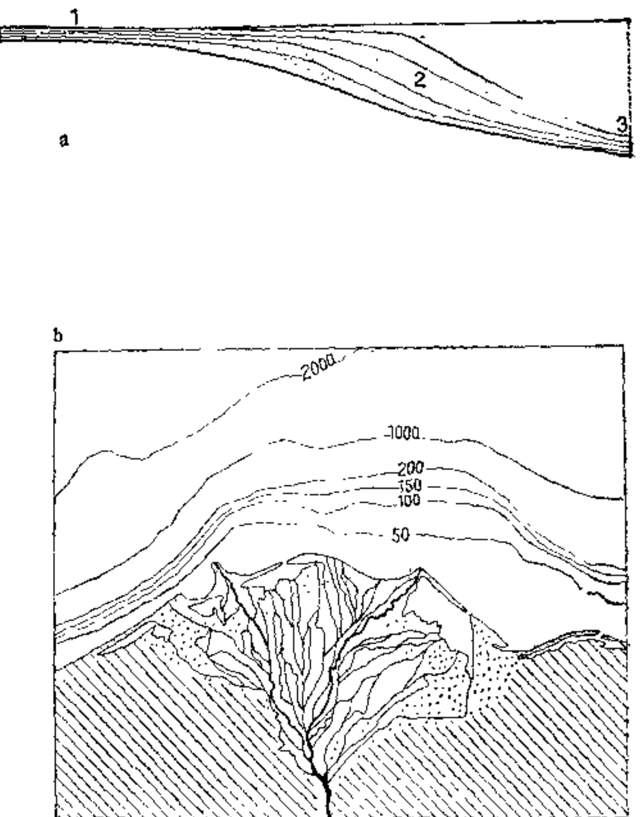


图 58　三角洲实例

a）湖面稳定时的一个三角洲剖面，（1）顶积层，（2）前缘层，（3）底积层。b）尼罗三角洲平面图从岸向海，表示三角洲的海底等深线以米为单位

（据 Dumbar 和 Rodgers）

子则主要是在河口区的上游沉积的，在洪水期，这些沙子会被河流携带到河口区的下游形成巨大的横向不对称沙坝，后者有时会将河口区的出口堵塞，最后，由岸流将其分散。

3．三角洲堆积物

当河流不能强而有力地把它搬运到河口区的陆源物质向外海推运时，当海流也不能使这些物质分散时，就形成了三角洲（图 58）。因此，较大的三角洲一般都是在那些携带了极多陆源物质的河流的出口处，并且是在潮汐流和波浪的力量微弱、海流不能分散这些物质的海洋中生成的。所以，一个三角洲的大小和复杂性决定于河流搬运物的多少、波浪和沿岸流的能量以及附近的海水的深度和它的沉陷程度。某些三角洲可达到很大的深度，而另一些则较小。三角洲所表现的最主要的形态是湖成三角洲，在湖面稳定的简单情况下，湖成三角洲可进一步细分为顶积层、前缘层和底积层。它们的最复杂的形态也就是从这个基本模式派生出来的，其不同点是前缘层经常被波浪截去，这些被波浪搅动的三角洲物质在大陆架上稳定下来。例如尼罗河三角洲、密西西比河三角洲、罗讷河三角洲、波河三角洲、莱茵河三角洲和默兹河三角洲等就都是这样的，这些三角洲呈现出各种不同的复杂的变化情况。

4．生物礁

这是一些由海相生物、更确切地说是由珊瑚营造的、体积经常是比较大的块状石灰岩。不过也有一些生物礁是由节肢动物虫管（如Hermelles）营造的，只是它们的体积要小一些。和珊瑚共生、向珊瑚提供氧气和碳水化合物的海藻为了自身的发展要求具有清澈、活动、氧化和温暖的海水，今天看到的生物礁是在波浪强烈冲击的地带，即水而不接受或极少接受陆源碎屑物的地带，并且位于热带。这些生物礁虽然不断地被波浪破坏，但这些造礁生物会把这种侵蚀作用所未能破坏的生物礁很快地修建起来，使之不断地增长。生物礁碎屑会将生物礁覆盖或环绕起来，它们的堆积，改变了波浪的状态，从而有利于其它造礁生物的生长。所以可以说，在生物礁的掩护下，生物礁帮助了生物礁整体的增长。因此，更严格地说生物礁是指复杂的生物礁相。

存在着各种不同类型的生物礁。根据生物礁和岸边位置的关系，可分为岸礁（裙礁），它位于岸边并长在岸坡底；堡礁，它同样在岸边生长，但被一些较大的泻湖分开，或者被相当深的海湾分开；环礁位于远海，具有非常引人注意的圆的外形及其中心泻湖；此外还有台礁。在这些不同类型的生物礁中，堡礁（如澳大利亚大堡礁）和台礁（如位于佛罗里达附近海中的巴哈马台礁）可以作为了解生物礁营造作用的范例。

a）堡礁——一个堡礁的最简单形式为（图 59），从海到岸包括：海下斜坡，在那里，生物礁破碎的碎片侧向过渡到浅海带沉积物；前缘带，那里是生物礁积极增长的地带；然后是岛的撒落斜坡，最后是泻湖，这些泻湖与海岸隔开，并把河流带来的陆源碎屑物接收下来，这些陆源碎屑物同生物礁堆积成互层。当陆源沉积物数量很多时，它们会填满了泻湖、堆积到生物礁近旁并把它们覆盖起来，由于这些陆源碎屑物破坏了造礁生物所必需的生活环境，生物礁的发展就会受到阻碍，甚至使得造礁生物不能生存。在这种情况下，生物礁就会生长得很慢以至停止增长。因此，在一个生物礁里，可以看到由于造礁生物活动而生成的块体和由波浪打击而产生的体积较大的生物礁碎片以及与生物礁共栖或在其附近生活的生物尸体（如有孔虫等的尸体）结合在一起的情况，上述这些生物的甲壳组成了复杂礁相钙质砂的重要部分。此外，在生物礁中还能看到石灰质的化学沉积物（有利于造礁

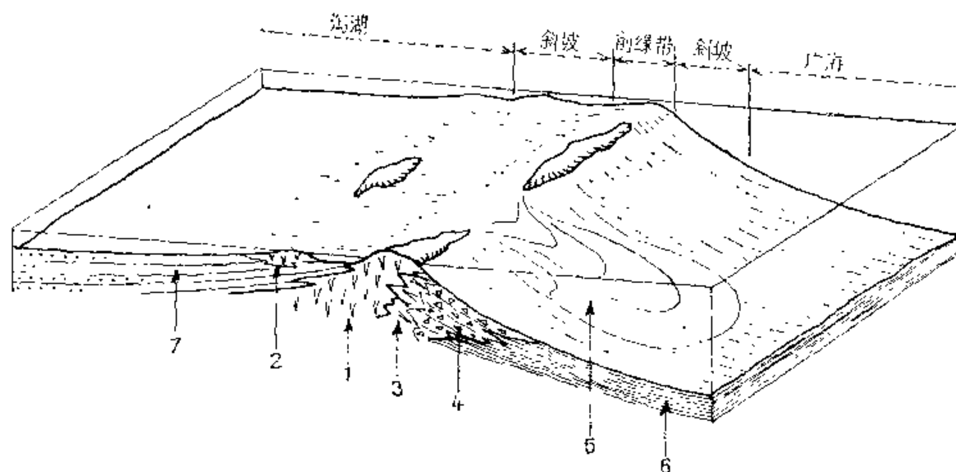


图 59 一个堡礁的示意图

1）礁的活动部分，造礁生物在这里呈生物姿态，是礁中的主要生物礁岩；2）从属生物礁岩；3）主要由营造生物尸体堆积起来的生物层；4）由于波浪打击生物层和生物活动部分所产生的破坏产物—生物礁角砾；5）碳酸盐质灰泥的滑动和倾倒；6）广海沉积物—礁被破坏所形成的沉积物逐渐向这种沉积物过渡；7）物理-化学成因的碳酸钙和白云石以及由沿岸河流带来的碎屑组份

（据 Megnien 和 Turland，原图见 Pomerol，1975）

生物发展的条件也同样地对它们有利）；最后，在生物礁上还会看到一些外来物质，如由沿岸河流带给泻湖的陆源物质。

b）台礁——通常被用做台礁例子的巴哈马台地实际上是一个面积宽广的广海大环礁与真正台礁之间的中间类型。这个台地的面积约有80,000平方公里，它是由于大陆架上堆积了3000多米厚的碳酸钙堆积物而构成的。目前这个台地被清澈而热、只有几米深的一层海水所覆盖，并且台地上有一些低的岛屿出露。台地边缘很陡，海底大部分都比较深，有时会超过1500米，因此，来自北美洲的陆源沉积物不能直接到达台地。由大西洋吹来的盛行的东风和湾流搅动着这里的海水。在整个台地的四周，更确切地说，在海水被盛行风和湾流搅动得最厉害、海水经常更新的地方，也就是说，在东海岸，发育着一些由于海藻和珊瑚的活动而生成的带状的生物礁，它们高于钙质沙所构成的岬角。这些局部被海水淹没的岬角构成了该地区的岛屿。大部分的台地都被钙质沙和钙质泥所覆盖，这些钙质沙和钙质泥是由于化学和生物化学沉淀作用而产生的，它们在生成以后被海浪和洋流搬走而分散开来。这些颗粒中的粗大部分形成了沙，它们在洋流减弱地带进行堆积，胶结起来以后，露出水面就形成了岛屿。在这些颗粒中，特别能辨认出鲕粒、肾粒及由波浪破坏的海藻和珊瑚营造的生物礁碎片。与此相反，在这些颗粒中，产生泥的最细小的颗粒则是在海水特别平静的地带中沉积的。因此，该区的沉积物具有双重的成因：一个是属于生物成因的，即生物的碎片；另一个是属于化学成因的，即一些鲕状、肾状和泥质颗粒的沉淀。总之，和其它类型的礁相比较起来，巴哈马台地是以其形状，尤其沉积物的双重成因为特征的。

5．泻湖沉积物

这种沉积物主要是一些蒸发岩，即由硬石膏、石膏、石盐、钾盐和某些碳酸盐（如白云石）等所组成的化学沉积物的堆积。这些沉积物的堆积是与溶解在水里的盐类的浓聚及其沉淀作用有关的。因此，这种沉积物表明，液态搬运物的蒸发量是大于供给量的，也就

是说，蒸发作用是在干燥气候和封闭的沉积盆地里进行的，这种封闭状况有时候是构造作用造成的结果。这些蒸发岩除了有一部分是由附近的陆地淋滤的水在内陆盆地（如阿尔及尔-突尼斯的盐沼）里通过蒸发作用形成的，另外还有一部分是从一些干涸了的、分布在石灰岩带的湖泊中沉积下来的碳酸钙（图 60），此外，它们在不同程度上都是和海洋环境直



图 60　阿富汗 Bande Amir 附近的一个湖泊在其干涸过程中周围生成的碳酸钙堆积
湖水是冬季融化的雪水，碳酸钙来自附近石灰岩高地，由于水淋蚀石灰岩而生成

接有关连的，海水是盐类的来源。某些蒸发岩是在泻湖型封闭地段中的很浅的海水里沉积的，在这种泻湖里，海水呈有规律的分层状，泻湖的隘口把泻湖与邻近海分隔开、并使进入泻湖的海水不能退出，于是泻湖里的水更加浓集和稠密。象一些人造盐池和某些天然泻湖就有这种情况，后者的例子有：里海边上的卡拉博加兹湖，加里福尼亚低地的Ojo Liebre 湖。然而，古代沉积岩系中的大多数蒸发岩似乎都是一些附属于海洋的稳定平台上的堆积物，这些平台上的面积都比较大，上面覆盖着薄薄的一层海水，由于水层薄和台地面积广，结果便使得沉淀下来的盐类产生封闭蒸发效应，所产生盐类的数量多少取决于台地远离大洋的程度——离得远的产得较多。当然，我们现在还没有发现这类沉积的现代例证，后者所以缺乏，可能是因为：由于阿尔卑斯造山运动形成了高山和最近的大陆漂移形成了深的海洋，现代地球表面的高低起伏和过去许多地质时期相比相差太悬殊了，在过去的地质时代里的确是形成了许多较大的蒸发岩层，不过大家知道，它们都是在一些广阔的陆缘海和被淹没的台地上，即在有利于形成台地蒸发岩的情况下形成的，例如已知的一些较大的三叠纪盐层就是在这种情况下生成的。

第七章 古代沉积环境的鉴别

在鉴别古代沉积环境时，首先要对那些表现出沉积环境特点的一定时代沉积物的岩石、岩性和古生物特征进行研究，然后，再参考现代沉积环境而做出正确的解释。这种工作常因对比现代沉积物与古代沉积物时所碰到的困难而受到一定的限制。

A. 古代沉积环境鉴定工作中的困难及其所受到的限制

“以现代沉积环境为参考，恢复古代沉积环境”——这种方法是根据古代沉积物同现代沉积物之间可能存在着相似之处而考虑出来的。因此，这种参考就意味着古代沉积物的原始特征并没有因成岩作用或变质作用而发生很深的变化。这样的参考只有在古代沉积物的堆积条件及人们观察到的化石生物的生活环境在现代的自然界里也能观察到的情况下才能做到，也就是说，必须承认沉积学和生态学上的均变论才有可能。最后，古代沉积环境的鉴定工作还有一种困难，即古代沉积物有时总不免要遭受到一些改造。

Ⅰ、成岩作用和变质作用的影响

1. 成岩作用的影响

成岩作用包括在沉积的漫长过程中沉积物所经历的全部变化。这种变化从沉积物的表面开始，随着深度的增加而加大。这种变化取决于沉积环境和沉积物类型。有些变化基本上属于物理学方面的变化，例如压实作用，在压实过程中，由于上部沉积层重量的影响，沉积物中的水份被排挤出去，这时沉积物的孔隙就会减小，有时会出现收缩裂隙或者某些岩层会较其它岩层发生更大的变形。另外，沉积物被固结成层的作用称为成层作用，这也属于物理学方面的变化。另外一些变化基本上是属于物理-化学方面的变化，其中包括主要使动植物尸体中有机质消失的氧化现象以及还原现象和产生新生矿物的沉淀作用的现象。这些新生矿物使得原有的矿物逐渐增多，它们充填了早先存在的沉积物孔隙并将其胶结起来。在后述情况中，在这种胶结作用里所形成的矿物叫自生矿物。这些自生矿物中主要是石英、玉燧、长石、碳酸盐（主要是方解石和白云石）、云母、绿泥石和硫酸盐（主要是石膏和硬石膏）、硫化物（主要是黄铁矿和白铁矿）、锆石、电气石等等。另外，在这种物理-化学的变化过程中，早先生成的矿物可能被更替或改造，例如某些贝壳中的霰石会转变为方解石，含镁方解石会由于白云石化作用转变为方解石和白云石，又像某些粘土矿物会演变为海绿石而充填在某些老的石灰岩空洞里和有孔虫的隔室内，有时，还会同时生成磷酸盐和黄铁矿硬壳。在海洋环境里，这些物理-化学的转变主要是和溶液pH值和Eh值随深度不同而发生的变化有关。这样，由于成岩作用而发生的变化最后就会改变沉积物的原始特征，并使古代沉积物与现代沉积物的对比变得复杂化。尽管如此，所发生

的这些变化总是比较小的，而且这些变化几乎只表现在岩石颗粒方面，在大多数情况下，沉积物的结构和构造以及沉积物的总的化学成分都不会受到变化。

2．变质作用的影响

变质作用是重结晶作用造成的结果，后者是由于温度的升高、压力的增加和与造山运动有关的定向挤压力而发生的。这些重结晶作用表现出程度不等的挤压力，根据后者人们判定变质岩系变质程度的高低。最不引人注意的是成岩作用中的重结晶作用，在这种作用下，不存在什么根本的不同。由于这种较轻的重结晶作用很少改变沉积岩的原始性质，所以沉积岩的基本特征依然可以辨认出来。与此相反，那些在深熔作用发生时出现的比较明显的重结晶作用就会深刻地改变原岩的面貌，这时候遭受变化的沉积物就会变得不能辨认。有时候为了弄清某些片麻岩的成因，只好采用化学分析方法。最后，在一些中间的情况下，这些变化只表现在颗粒这一级，因此，那些体积大于颗粒的沉积物的结构和构造以及大的生物化石虽然也可能发生变化，甚至被破坏，但不会全部消失。只有那些不大明显的原始结构和构造及微型化石会消失。至于那些从变质岩中采集的大的生物化石则常常难以精确地鉴定，甚至不可能精确地鉴定。总之，当我们为了恢复过去沉积环境而对于所必须了解的岩性和古生物事实进行研究时，譬如，当我们想用古生物方法判断结晶岩系的年代时，变质作用经常是一个严重的障碍。在这方面，西阿尔卑斯内带就是一个例子，该处的古地理演化过程所以直到最近才被查明，有一部分原因就是由于变质作用的原故，而其外带则至今未能很好地了解。

Ⅱ、均变论原则的有效性

依照均变论原则，我们所观察的现代或过去事件的起因总是相同的，并且总是表现为相同的强度。因此，假使这个原则成立的话，我们就既可以将今论古，也可以将古论今。另外，由于均变论符合于“自然规律是不依时间和空间的不同而转移的”这个逻辑事实，所以它所提供的方法构成了所有科学方法的基础。最后，均变论一词虽然是新近才创立的，但在地质学上，它却是一个早已被使用了的概念。事实上，这个概念曾由莱伊尔表述过，他曾在1873年写道：“地球表面过去所发生的变化，在性质和强度上同今天所发生的相类似”，早在1866年莱伊尔就认为：“从最古老的时代以来，自然界的发展方向是均一的，这个发展方向我们在今天和将来都能看得见”。

当沉积岩石学家打算用现代沉积物的沉积学观点解释过去沉积物成因的时候，他们就是在使用这样的均变论的原则。然而，使用这样的原则是不可能不遇到问题的。事实上，在二者间是存在着明显的差别的；在某些最新沉积物和那些与它们相当的老沉积物之间没有相同的成岩作用。例如在北非，现代的磷酸盐就不能同过去的磷酸盐相比较，同样，在现代的自然界里，至少在我们的知识范围内，现代的鲕状赤铁矿和古代的同类矿物也不是完全一模一样的，还有，过去的碳酸盐层所表现的大规模白云岩化作用也和我们现在所了解的不一样。因此，人们不能参照现代沉积物去了解所有过去的沉积物。此外，设想一些一成不变的原因是有困难的，至于设想强度始终不变当然就更不可能了。实际上，某些条件是在继续不断地或者有节奏地变化着的，这些条件通过极点（这些极点可能是灾难性的）而出现或消失。再者，所有下列事实都是无可争辩的，如地球的演变，它的冷却以及它是主要地质事件的发生地等，又如大约三十亿年前生命的出现，以及在更近一些的时期

里的人类的出现及人类思想意识的出现等。还有下面这一类也是无可争辩的，即在某些范围内，这些事件曾以不可逆的方式彻底地改变了事物的发展过程，并且每一次变化都建立起新的条件。因此，在地球的漫长的历史中发生的所有变化的因素不可能在今天都表现出来。相反地，在地球历史中包含着一些不同的时代，每个时代都以某些性质和因素比另一些性质和因素更占优势为其自身的特点。另外，所有的沉积过程是不可能同时发生的。因此，一个时期，比如现代，不可能具有所有的沉积物类型。为了认识所有古代沉积物的成因，必须设想一些在今天的自然界里还没有认识到的因素，例如在判断三迭纪的巨大含盐层的成因时就必须这样做。同样，还必须设想，某些现象之所以发生，是具有偶然的时间因素的。另外还应当扩大我们关于现代沉积环境的知识，特别是通过海底勘探。总之，现代还不能确切地回答过去，均变论原则只不过是一种近似性，一种工作的假说而已。然而，这种假说是很有生命力的，甚至在大多数情况下都可以使研究人员得到满足。这就是至今它仍然支配着岩性学、古沉积学和古地理学研究的原因。

当古生物学者借助于现代生物的生态来解释他们所观察的化石生物的生活条件时，他们也是承认了生态学的均变论。然而，我们现在还不能明确地讲，生活在今天的自然界里的生物群和生活在过去地质时期里的生物群的生态要求并不是随着谱系的演化而逐渐改变的。譬如，某些*Hexactinellidés*的海绵，人们知道，在泥盆纪时的陆缘海里是有很多的，现在它们仅仅生活在很深的海水里，其中大多数生活在1000—10000米深的海水里，而生活在200米以内的海水里的则属于例外的情况。实际上，在大多数情况下，尽管生态学要求的某些方面会有某些改变，但是，同一生物群在不同时代中的基本要求则是相似的，因此生物生态学均变论的有效性是存在的。真正成为问题的只是如何估计象*Archaeocyathidés*、三叶虫、*Conulaires*、*Tentaculites*、极足鲎亚纲(*Eurypteridés*)、笔石等等现已绝灭的生物群的生态学要求的问题。也许，根据与这些绝灭的生物有关的化石就可以解决这个问题。

Ⅲ、改　造

当然，我们在一个地点所观察到的特征必须是在当地产生的才能对恢复环境有参考价值。当列举这些特征时，必须先查明的确没有发生过任何变化，在发现化石、某些矿物、和红色沉积物时尤其是如此，某些生物所占据的位置往往不是它们本来生存的处所，某些我们打算认为是同沉积的矿物实际上并不是同沉积的，另外，某些沉积物所呈现的红色也可能是由于沉积以后所发生的作用而形成的。

a）生物的迁移　在另一个环境里看到原来在某一环境中生活的生物并不是罕见的事。例如，在陆棚上生活的生物，可以通过底流以及浊流一直被带到大陆斜坡的坡脚下。陆地的植物残骸碎片有时可以由河流搬运到海里，并由海浪推向辽阔的海洋。陆地动物在同样条件下也可以被带到海里，或者被龙卷风或狂风吹到海里，如在巴哈马所见到的某些陆相软体动物贝壳就是一个常见的例子。反之，尽管海相生物搬向内陆的情况比陆地生物搬到海里的情况少得多，但小的海生软体动物和有孔虫贝壳可能因海浪作用而被推到海岸上，掺合在沙丘的沙子里，并由风把它们推向陆地内部。某些以海生软体动物为食的海鸟，在它捕捉软体动物之后，常将其从空中抛落到内陆的岩石上，以便使软体动物破碎，摄食其软体部分。化石的迁移也是同样可能的，如当沉积岩由于剥蚀作用而遭到破坏时，包含在沉积岩里的化石在环境中处于自由状态，这样，化石存在的环境显然就不是其原始的

环境，至少在大多数情况下是如此。当然，任何一种生物、生物尸体以及化石的迁移就可能使得研究人员判断错误，有时甚至是严重的错误，因此，应当特别小心。倘使人们所采集的是一些较大的被改造了的化石的话，上面这一点是很容易做到的，因为一般说来，这样的化石在搬运过程中会被磨损和打碎，因而带有可辨认的痕迹。不过，如钙藻、棘皮动物、节肢动物等的脱节则不应当看作是改造的结果，这些动物的骨骼会在未经搬运的情况下由于有机质的消失或动物挖掘而脱节。在这种情况下，必须看到连接的节上有明显的磨损的痕迹才能判断这些生物骨骼是经过搬运的。当观察微体化石时，会碰到相当大的困难，因为个体很小又很轻的化石，可以漂浮搬运很长的距离而未被打碎又没有显著的磨损。此外，大的化石是否经过搬运而被改造，有时也难以查明，因为当这些化石掺入浊流物时，浊流的粘性会在很大的程度上限制了它的磨损。至于生物是否是在活着的时候被搬运的这一点就更难证实了。

b）对那些貌似同沉积的矿物，应该在"做出发现了某些粘土矿物"的结论之前先看清它们的确没有被改造。实际上，粘土虽然是它们所出现的环境的良好的标志，但是沉积物中的粘土矿物除某些明显地未变化者外，通常都有所改变。现在看来，大部分的伊利石和沉积海绿石都是继承性的或成岩作用形成的，在许多海相沉积物中发现的高岭石是在陆地上发生变化，之后又被搬运到海里的。人们所了解的确确实实地与沉积物同时产生的粘土矿物只有海绿石和鲕绿泥石，它们是在海洋环境里产生的，坡缕石和海泡石是在成岩作用晚期产生的，但它们也是发育在沉积盆地里的。

c）某些沉积物的红色是和铁的氧化物的存在有关的，特别是与红色赤铁矿 Fe_2O_3 的存在有关，后者是由于富含铁矿物的土壤和冲积物在炎热的干燥或潮湿气候条件下发生成土作用变化而成的。当有色物质被侵蚀作用所破坏，然后被带走，碎片所带的红颜色偶尔会保存下来并且这样的碎片会一直被带到海里。因此，在自然环境里可能在一些本来并不是炎热、干燥或潮湿的大陆环境中碰到红颜色的沉积物，所以，在论证后述环境存在时，必须先解决沉积物是否经过改造的问题。

B. 主要的鉴别标志和它们的意义

鉴别古代沉积环境所使用的标志是那些在相应沉积物的岩性、岩石和古生物特征中表示沉积作用和沉积环境特殊性的标志，也就是说，是那些具有严格的相的含义的标志。

I、岩 性 标 志

这是指沉积物的某些层理、结构和构造方面的特征，沉积物质的方向性、形状、磨损程度及其分布情况等等。这些标志基本上表示沉积作用环境的自然特征，反映环境的活动性、沉积盆地的坡度、水流搬运的方向以及通过这些所反映的陆源物质的来源、方向和位置，即反映这个时期出露的大陆的近似位置和侵蚀过程。

1. 层理

一个面积非常广的、在横的方向上没有显著变化的、连续的沉积体所构成的岩层表示着它是一个基本上沿着垂直方向加积的沉积层，也就是说，它反映了一种宁静、均一的环境，例如，湖泊环境或者岸流所达范围以外的、具有一定深度的辽阔的海洋环境。当一个

沉积体的岩性界线都是很薄的层并且很规则的时候，就可以更有把握地把它判断为一种湖相沉积。反之，横向延伸度较小的沉积体则反映了沉积作用环境在水平方向上的某些变化和与这种变化相关的侧向的组分加积作用。所以，像三角洲堆积、河流堆积和风成沙丘堆积所表现的交错层理就反映了搬运流体的不稳定性。另外，由于这样的沉积体延伸和两个相继沉积体交切的方式（图61）反映了流体移动及其方向，所以根据它们就能够在一定精度上确定主导流体的方向以及识别这种流体究竟是海水、河流还是空气，即判定古水流的方向或古风向，如果是古水流的话，还可以确定古地形的坡度方向。最后，交错层理的角度，从一种堆积环境到另一种堆积环境可能是有所不同的（图62）。

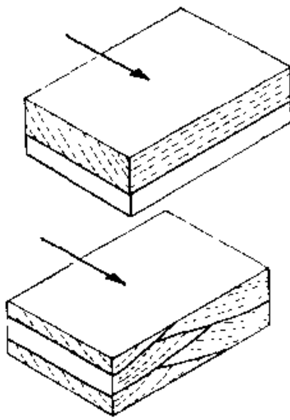


图 61 导致交错堆积物生成的水流方向的确定



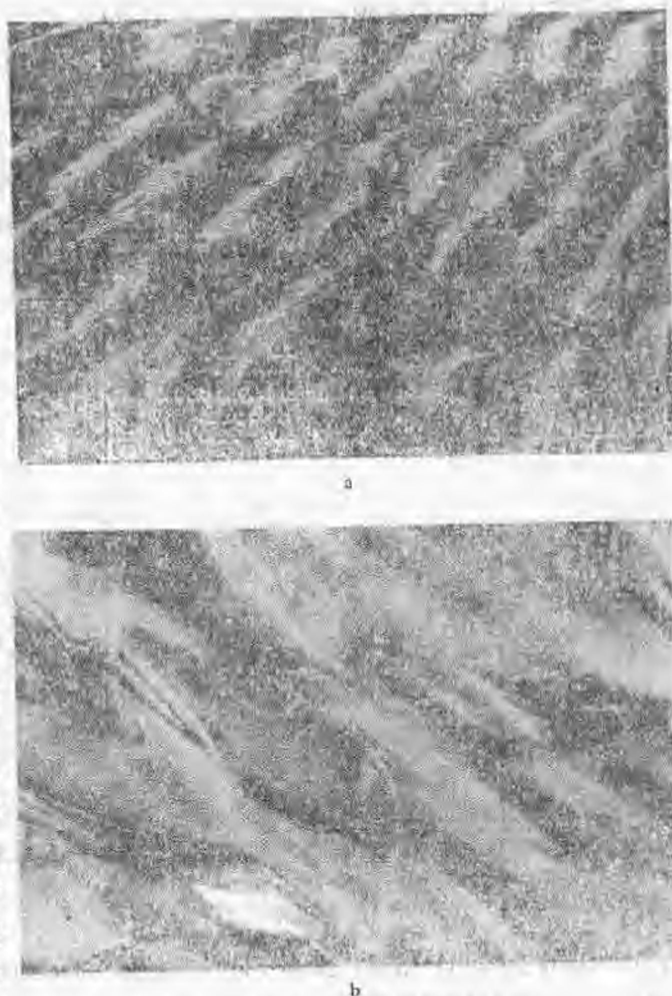
图 62 一个沙丘里的交错层理
交错角的角度比较大，反映沙丘的成因是风成的
（选自 Potter 和 Pettijohn, 1936）

2．沉积构造

这里所说的是在岩层表面所观察到的图象——常被人们用来区分两个连续岩层的顺序的图象，另外，其中也包括所谓的层间褶曲——当周围岩层出露不全时，人们常可以看到这些层间褶曲改变了某些岩层的形状。

a）层面构造——这些构造的大部分反映了堆积过程中沉积物上层面上所标志的事件。在这些层面构造中，有一些构成了陆地沉积作用或薄层水下沉积作用的明显标志，如像某些生物的标记，鸟的足迹、恐龙脚印或者干燥裂缝和雨滴冲击痕。另外一些层面构造是由于上面液体运动的结果，例如波痕、流痕和冲痕（图63），或者由这种运动液体所携带的物体对沉积物的挖掘，像各种类型的刻痕和各种形态的冲蚀沟。当这些层面构造具有方向性时，这些构造常常提供了进行沉积作用的流体运动方向，根据后者，常可以确定出古地形坡度的方向。有时可以看到，出现在沉积物上层面的这些标记，已经被比被刻划的沉积物更粗的物质石化了，尽管如此，较小的细节并未遭到这些粗的物质的破坏，即：当后来这些粗的物质到来并且同时形成规模不同的冲蚀沟时，原有的细微构造并没有受到侵蚀。这种区别是很值得注意的。按照这种解释，在第一种情况，特别是复理石型岩层的情况，是当这些石化了脆弱构造的粗碎屑物质被浊流携带时，前述构造可以看作是并没有被侵蚀，也就是说，它们是在某一深度上的堆积作用。而第二种情况，如三角洲和河流的堆积或者磨拉石型的堆积则显然是大陆上水下的或不深的海水里的堆积作用。

b）岩层内部构造——人们知道，在这些岩层内部构造中，有一些是属于构造成因的。这种构造是由于差异运动——与造山运动有关的变形作用所引起的岩层的差异运动而生成的，因此，它不反映任何的沉积作用环境，至少不直接反映。另一些是在蒸发岩中所碰到的，它们是在硬石膏（$CaSO_4$）转变为石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）时，由于体积大约增加50%而生成的。它们是由成岩作用引起的，也就是说，它们对沉积环境是无关紧要的。此外，还有溶滑作用构造，这是一些在冰缘气候条件下由于结冰和融化的交替出现而形成的。溶滑构造反映环境，因为显然它只在大陆环境里才可能，不过在古代岩层里却很少保存。最后，还有一种大约与沉积作用同时代的并且反映沉积环境的构造，这就是重力作用下的滑动构造，即在堆积过程中，由于沉积物重量作用而产生的滑动构造或者由于层面上液体流的拖动而产生的滑动构造。前一种准同沉积构造反映了沉积时坡度的存在，后一种准同沉积构造反映了水流的存在。二者可以通过下面这一点辨认出来，即：受到它们影响的岩层的顶部常会在后来岩层堆积之前被侵蚀作用削去，因而形成一种同沉积不整合。当然，这些同沉积构造不应当与构造成因的岩层内构造相混淆，不过，老实讲，如果构造运动成因的构造不伴随其它明显标志，如压碎或伸展现象的话，这种混淆是很难避免的。



a

b

图 63　沉积构造和水流方向的鉴定

a）使得蒙特·圣-米歇尔海湾的不对称波纹形成的水流是从照片西北角流来的，b）使得这些槽沟生成的水流是从照片的东南角流来的

（据 Potter 和 Pettijohn，1966）

3．沉积结构

对恢复过去沉积作用环境最有意义的结构是沉积物在垂直方向或水平方向上的分选性、重力滑动结构、浊流结构以及冰碛结构。

a）分选性——颗粒大小不同的碎屑物的顺序就是所谓的分选。当碎屑颗粒的大小在水平方向或垂直方向上减小的时候，垂直方向上的分选性可能与水平方向上的分选性相对称地增加或减弱。分选性基本上取决于某些规律，这些规律决定处于运动状态的液体对颗粒的搬运及其随后在液体中的堆积。更确切地说，按照 Hjulström 的图解，颗粒的大小、

对一个给定大小的颗粒来说，只要搬运液体传递给它的速度大于某一数值时，它就被搬运，上述的所需要的速度值取决于颗粒的粒径的大小。越过这个界线，传递给颗粒的速度越低，则被搬运颗粒就越小，这些被减去的颗粒就会在重力作用的影响下被抛弃。另外，如果我们同意这样的说法，即认为水流速度随液体远离于发源地的程度而逐渐减弱的话，那么一个颗粒被搬运的时间越长，就说明粒径越小，被搬运的距离越远（图64）。这就是人们所了解的碎屑岩在水平方向上的分选性。在同样的条件下，在一个固定地点，流速降低的水流所丢弃的颗粒粒径越来越小。垂直方向上的分选性就是这样生成的。另外，由于重力作用而被抛弃的颗粒，其速度降低率在颗粒较小者是和粒径平方成正比（斯托克定律）的，在颗粒较大者则是和粒径的平方根成正比（安巴特定律）（图65）。当介质是紊动的话，这些速度会减小。结果，大小不同的颗粒就会以不同的速度沉降，颗粒越大的，降落得越快，可以更早地到达床底。这也是产生垂直分选性的一个原因。总之，不管是在水平方向也好，还是在垂直方向也好，分选性都反映了沉积同时的水流的作用。另外，水平方向上的分选性还反映了水流的方向，粒度减小的方向就是水流的方向。至于垂直方向上的分选性，则反映了水流的性质。实际上，垂直方向上的分选性有时相当强——颗粒被挑选得非常细，大的颗粒在下面，而细小的颗粒则在上面（图66A）。这样的垂直方向上的分选性可能是由于河流或者很浅的海水水流速度减小而产生的。与此相反，另外也可以看到一个不完全的分选——细小的颗粒同样地位于一个序列的底部，或者序列的上部混杂有粗大的颗粒（图66B）。在这种情况下，可以认为搬运的水流是浊流，并且得出结论认为具有这种特征的岩层是一种浊流沉积，即它们是一些在相当深的水流中的堆积物。

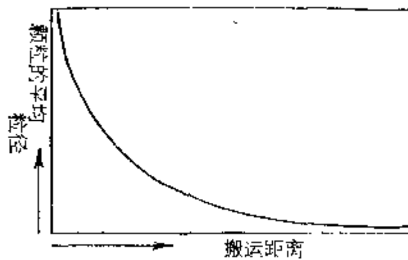


图 64　河流搬运物在水平方向上的分选
沉积物粒径随与源地距离的增加而减小
（据Krumbien和Sloss，1963）

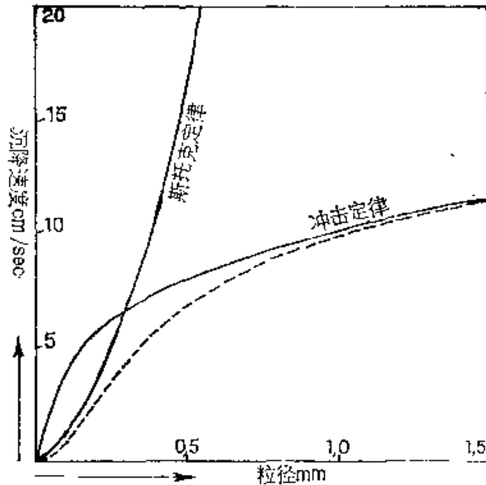


图 65　颗粒沉降速度依其粒径大小而变化的曲线
细小的颗粒按照斯托克定律$V = c_1\ d^2$变化，
大的颗粒按照安巴特定律$V = c_2 \times d$ 变化
（据Krumbien和Sloss，1963）

b）重力滑动沉积结构和浊流层——滑动层的特点是在这种沉积层中，在厚度大小不同的泥浆体（这些泥浆质颗粒可能是由象水那样的运动着的液体搬动的）的内部有异常大的、与这样的搬运力不相称的石块（图67）。因此，为了理解这些石块的存在并推断出滑动层的成因，必须设想一种不同于液体搬运的另一种移动类型。然而，一般所见的滑动层都是和复理石型岩层即浊积岩相关联的，特别是在安第斯山脉、北美沿岸山脉以及喀尔巴千、亚平宁、阿尔卑斯等山脉。人们把它们看作是海底高粘度流体的结果，在这些高粘度

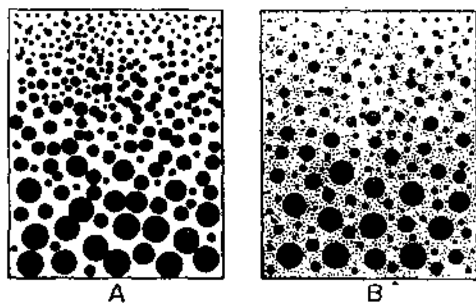


图 66 两种垂直分选类型

A是水流速度降低造成的结果；B是浊流造成的结果

（据Pettijohn，1957）

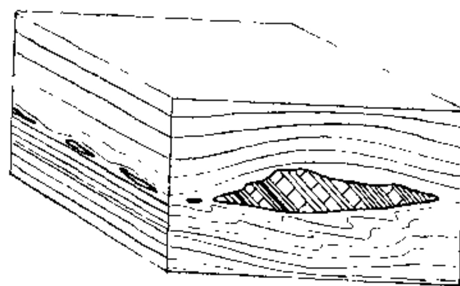


图 67 一个泥灰岩层里的钙质层间滑动体剖面

注意滑动体下面的褶曲，它们指示滑动体向左滑动

流体内部，这些流动层所包含的最粗大组份只能在重力作用下由于其自身的重量而被拖运、在泥质斜坡上滑动。这些滑动层的粗大组份称作沉积的飞来层（Klippe）或滑动层（Olistolites）。为了反映这种分布情况的特征，人们创立了浊流层这个术语。在已知的滑动沉积层中，有一些表现为古沟谷的充填物，这些古沟谷似乎是过去的海底峡谷。另一些则位于正在运动着的上冲推复体的前峰。象亚平宁山脉、西阿尔卑斯、科迪勒拉-贝迪，阿尔及利亚等地的浊流层就属于这一类型。这些滑动沉积层所包含的粗大组份，远远地离开了这个推复体的前峰，并在泥质斜坡上滑动，直到它们掺入到那些发育在这个推复体前峰的其它堆积物中时为止（图68）。因此，这些组份也是滑动体。总之，滑动沉积结构反映了一种发生在特别粘稠的沉积物质内部的位移或者一些单独的巨大块体由于不同程度的泥质润滑作用而沿斜坡底部的滑动。这个滑动的斜坡可能是大陆斜坡，因而它使我们想到，这些沉积物可能是充填在海底峡谷中的浊流层；或者是原生构造斜坡；使我们想到，这些沉积层是位于运动中的推复体前峰的滑动沉积层。

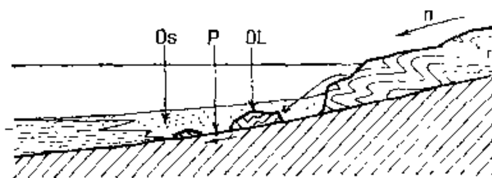


图 68 运动着的推复体前峰的滑动体和滑动沉积层

滑动体OL在斜坡P上滑动之后，超脱推复体n的前峰，然后，滑动体掺合于盆地其它沉积物中

c）冰碛结构—人们知道，冰碛是冰川遗留下来的堆积物，这种结构在北美、北欧的前寒武纪地层，在巴西的石炭纪地层，在南非和东非的石炭-二叠纪地层里尤为著名。这些堆积物是由一些既无层理也无分选的细粒物质和杂乱无章地分布着的程度不等的大石块一起构成的。这些石块中大的可达1米，其形状常常是三角形的和拉长了的，并呈现出坚硬物质从它们上面经过时的刻痕。其中许多石块具有磨光面和平行擦痕，一般说，这些擦痕平行于石块的最大轴，这种擦痕对识别堆积物是否属于冰川成因具有决定意义。这些擦痕的方向和被冰川运来的石块的最大轴的方向平行于堆积物堆积时的冰川运动方向。当堆积物没有发生变化时，在研究了这种擦痕的方向以后就可以推断出冰川的运动方向。

4．沉积物的方向性

这里所谈的主要是关于砾石、沙粒和一定大小的化石的方向。当这些物体呈长形或扁平形状时，那么就可以利用它与直接介质的关系来确定其方向，据了解，这种方向是一定

的。这种方向决定于每一种物体的形状和大小；同样也取决于这些物体沉积时，搅动了沉积环境的水流的方向。倘使我们根据数理统计或经验了解它们之间的关系的话，通过沉积物体方向的统计研究就可以了解沉积介质的动力。当然，应当事先确认这些物体没有受到构造运动方向的影响。

a）长形砾石在定向水流中通常具有定向性。如果这些砾石是孤立的话，它的长轴就位于层理面上，如果是一些扁平的砾石，而且它们是互相连接的话，那么这些砾石就会呈叠瓦状，沿着水流方向互相叠置起来。这种叠瓦状是极常见的。这种构造在具有多种水流的海洋环境里，多少有点不规则，而在单一水流的河流环境里则是非常规则的。另外，这些砾石的平均倾斜度在海洋环境里和在河流环境里是互不相同的，在海洋环境里，它们的平均倾斜度在2°到12°这个范围内变动，在河流环境里，它们的平均倾斜度在15°到30°这个范围内变动。最后，一般说来，扁平砾石较其它砾石难于直立，大的砾石比小的砾石方向性好，叠瓦状的砾石比孤立砾石方向性强。被水流改造的贝壳，如果是长形或扁平的话，也会有类似的习性。

b）沙粒也同样具有方向性，但由于砂子的颗粒太小以及其它原因，这种方向性比砾石的方向性更难以研究。不过，在硅质砂岩里，这种研究就比较容易些，在这种情况下，每个颗粒的长轴通常同薄片里石英晶体的C轴相吻合。因此，只要用装有费氏台的显微镜标定所研究的薄片里晶体的C轴方向，然后，把这些数据转投到吴氏网上就可以了。通常，这些颗粒的方向都是和水流方向一致的，不管运动着的流体是风还是水。另外，这些颗粒较粗的一端指向上游。

5．沉积物的形状和磨损程度

在描述一个沉积物——一个石块、一个砾石或一颗砂粒——的形状时，需要描述这个沉积物在多大程度上是扁平的、长的或者球形的，它们是有棱角的、还是磨圆了的。因此，这种形状可以借助于两个不同的参数：球度和磨圆度来描述它们的特征。人们所谈到的球度，是以球形作参考来讨论这个物体在多大程度上是扁的、长的或球形的。即与球形相当的，其球度指标等于1，通常，人们按照颗粒表面距离球形的差别程度建立球度降低表（图69），而碎屑物的磨圆度则用其棱角指标来表示（图69）。

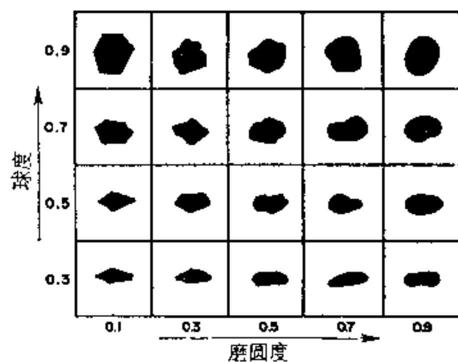


图 69　沙粒球度和磨圆度的快速直观估计表
(据Krumbien 和 Sloss, 1963)

a）球度指标对运动着的液体里的颗粒的行为和沉积的条件影响尤其大。事实上，在所有可能的形态中，球形是在一定体积的形态中表面积最小的一种形态。因此，对同体积、同密度的颗粒来说，球形颗粒会比其它形态的颗粒更早地被搬运它的水流抛弃、更快地沉积下来。与此相反，磨圆度指标反映了颗粒的磨损程度，这个磨损程度本身是受沉积环境的活动性支配的。然而，在这方面不应过于匆忙地作出结论。实际上，一个颗粒的磨圆度也和它的大小有关。因此，粗大的砾石要比和它岩性相同的砂粒磨损得快。另外，磨圆度指标补充了人们所掌握的颗粒表面研究资料，后者提供了人们在冰川搬运的石

块表面观察到的擦痕，或者微擦痕（由于颗粒间撞击造成的一种粗糙的表面）和化学溶蚀表面等磨损指标。

b）因此，受坚硬物体经过时刻划的形态和擦痕的存在就显示了石块被冰川运送而又抛弃的特征。干旱地带砾石所表现的粗糙表面中的小平面是携带着砂粒的风造成的痕迹。同样，圆形的、表面粗糙的砂粒是风在搬运过程中造成的，其表面的混浊是无数的小坑的扩大及砂粒互相撞击的结果。相反地，表面磨圆而且光净的砂粒是由于海滩上的水的作用造成的。最后，表面没有磨损，发亮的砂粒，无光泽或有螺纹的砂粒是未经改造的花岗岩风化粗砂。带有打击洼坑的大石块则可能是在活动中的水（例如洪流）中互相撞击造成的。同时具有早已磨损和鲜明棱角或磨圆度很差标记的砾石是磨圆度很好的砾石破碎造成的结果，它指示一种流水搅动得特别厉害的环境。

c）最后，颗粒的磨圆度和球度还反映了这个颗粒运移的距离。事实上，磨圆度和球度是随着运移的时间和距离的增加而增加的（图70）。因此，如果能够在相当长的距离上追踪一个碎屑岩层的话，就可以把相应标记在水平方向上的变化做为一种补充的方法，依照这种方法就可以确定沉积岩中的碎屑物是从哪里搬运来的。

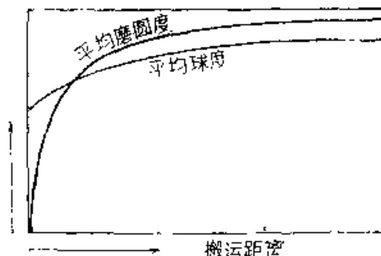


图 70 河流搬运的碎屑物的磨圆度和球度随搬运距离而变化的情况

（据Krumbien 和 Sloss, 1963）

Ⅱ、岩 相 标 志

根据沉积岩的岩石性质得出的、有关沉积岩沉积范围及沉积环境的资料，依据所观察到的沉积岩陆源碎屑组份、物理-化学组份及其颜色而分为几种不同的类型。

1. 陆源碎屑组份的标志

尽管深成岩、火山岩和变质岩中的大多数矿物原则上在碎屑岩中都可以找到，但最常见的碎屑岩成分是石英、某些长石、白云母、黑云母以及在沉积岩石学上所说的重矿物：锆石、电气石、金红石、石榴石、十字石、蓝晶石、绿帘石、角闪石等（因为它们具有较大的密度，人们有时需要用很特殊的方法去研究它们）；此外，其中还含有粘土矿物和矿物组份尚未从中分离的、程度不等的较大的岩屑。

很明显，在这些组份中，每一种组份都反映了岩石产地的矿物学、岩石学方面的成分及当地的地质情况。当然，它们中的某些矿物（如石英）由于在很多不同的地质环境中都会出现，所以是没有多大意义的，但与此相反，其它的矿物则具有极不寻常的成因意义，例如蓝晶石、硅线石、红柱石只形成于某一地区的一定变质程度的变质岩中，橄榄石只形成于基性火山岩中。因此，在野外工作中，当人们确定了某种沉积岩的主要碎屑成分时，只要参考一下主要岩石类型的矿物成分表（表11）就可以判断岩石产地的岩石性质。另外，除去矿物的性质以外，晶体也可能反映出分离出晶体的某类源岩的特点。譬如，来自结晶岩的石英颗粒经常表现为长形或扁平的形状，具有波状消光现象和包体。而当石英颗粒来自喷出岩时，则除含液体或气体外不含有包体，表现为等轴形状，一般不发生变形。而如果石英颗粒来自流纹岩，则可能由于它们所特有的熔蚀沟而表现为高低起伏的外形。同

表 II 来自不同岩石的矿物

酸性喷发岩	基性喷发岩	伟晶岩	变质岩	经受过改造的沉积物
磷灰石	锐钛矿	锡石	红柱石	方解石
黑云母	辉石	萤石	蓝晶石	海绿石
角闪石	板钛矿	白云母	蓝闪石	铁的矿石
磁铁矿	铬铁矿	黄玉	石榴红宝石	石英
微斜长石	紫苏辉石	电气石	角闪石	金红石
独居石	钛铁矿		白云母	电气石
白云母	磁铁矿		硅线石	锆石
石英	橄榄石		十字石	
榍石	金红石			
电气石				
锆石				

样地，在长石中，含钾较多的长石一般都来自比较酸性的火成岩，如花岗岩；而含钙较多的长石虽然也出现在很多的花岗岩中，但一般说来，这样的长石是不太酸的火成岩所特有的。火山喷出成因的长石可以是环带状的，而变质成因的长石经常有许多矿物包体。最后，重矿物也会对岩石来源提出一种极好的启示。这样，根据矿物的光学特征和各种矿物的不同的形态特征，就可以判断它们的源岩，如对于电气石就可以判断出它们是来自花岗岩的还是来自伟晶岩或自生电气石的。另一方面，这些重矿物还是表明陆源成因碎屑物质（它们就参加在这些物质中间）生成地带特点的极好的标志。例如在lion湾，人们就认出了来自三个不同岩石"省"的特征重矿物，这些重矿物是：来自比利牛斯山的红柱石，来自阿尔卑斯山的蓝闪石和绿帘石以及主要来自中央高原的角闪石和普通辉石。

再者，某些碎屑矿物块的突然出现也可能是来源地带重大地质事件的反映。所以，如果在沉积盆地里有火山喷发物出现（在那里，这些喷发物参加到沉积岩中形成了人们称之为火山碎屑或火山沉积物时），就指示着较近或较远的相邻地区曾有火山喷发。同样地，数量较多的岩石碎块的出现则是较大的机械侵蚀作用的标志，即它们指示着一次隆起，至少是指示着源地平衡遭到了破坏。在盆地历史的一定时期里进入到盆地中的碎屑矿物的形成深度可以指出隆起的程度，有时甚至可以反映隆起的速度或者至少可以反映侵蚀作用的速度。例如，高温变质矿物的出现指示着使这些矿物逸失的侵蚀作用曾经达到了较深的地层，即这些地带在同等的水平上被抬升了，而火山碎屑或沉积碎屑则只不过是反映着缓慢的隆起。

另外，沉积碎屑中的矿物的成分则反映了沉积作用环境中陆源矿物的稳定性和每种矿物抵抗搬运作用的情况。由于石英在化学方面是惰性的，它是一种最难磨损的矿物，所以它们在鉴别地层方面没有多大意义。与此相反，当某些物理-化学条件适合时，长石可以分解并在搬运过程中受到磨损，但在另外一些条件下，它们又可以抵抗相当长距离的搬运。黑云母会很快地变成绿泥石并消失。白云母具有很大的稳定性，它们可以长期保留在很多的碎屑岩中。在一般情况下，碎屑沉积物的矿物成分都和源地的矿物成分不同，沉积物距源地越远，沉积后的侵蚀环境越是不利于源地矿物成分的保存，二者的差别也越大。例如，在侵蚀过程中，花岗岩高原四周，由于花岗岩受到侵蚀而生成的沉积物具有和花岗岩成分相近的矿物成分，这就是一种长石砂岩。之后，随着距离的增加，这种成分会迅速

地变化，沉积物会逐渐地失掉它的各种组份，直到最后只剩下石英——其中比较稳定的成分。因此，沉积物在水平方向上的演变是随着时间的进展、其不稳定成分越来越贫乏，变化得最少的是砂或仅由石英组成的砂岩。这样的演变程度、这样的沉积物的成熟程度明显地反映出沉积物距源地的距离和它们的方位。

沉积物的成熟程度也可以在一定程度上反映地形、其发源地的海拔高程和那个时期的气候。当然，地形的起伏程度可以决定侵蚀作用的速度，并通过它反映碎屑物质的纯度。一个受到迅速侵蚀作用的年轻山脉只能产生没怎么发生物理-化学变化的矿物，因为它们还没有充分的时间来进行这些变化。因此，这些物质是一些未成熟物质。与此相反，在一个老年期的地形，如准平原，甚至抬高的准平原，则物理-化学侵蚀作用要比机械侵蚀作用更占优势，在那里，在后期机械侵蚀物质产生时，早期的机械侵蚀物质已发生了很大的变化。但气候的影响要更复杂一些，关于这点将在下面谈到。在干旱或寒冷气候影响下，未成熟的矿物占优势，在炎热或潮湿气候影响下，已经发生变化的被搬运物质占优势。因此，变化了的碎屑矿物的组合可能是来自上升的或年轻地形的产物，它们是在炎热而潮湿气候下由于侵蚀作用而生成的。反之，未成熟的沉积物则可能是海拔较高的成熟地形的标志或者是寒冷气候的标志。例如长石砂岩就可能表示着：它们是海拔较高处富含长石的岩体受到强烈侵蚀作用而生成的。

总之，依照不同的具体情况，沉积物陆源碎屑组份的岩性在一定程度上可以比较精确地反映出这些沉积物堆积地附近岩石出露地区的岩石成分，有时还可能反映距出露地区的远近、它的海拔高度、地形、支配出露地区的气候和该地区侵蚀作用的强度等。另外，根据这些情况，有时候还可以推断碎屑发源地的位置。通过结构和构造的研究所提供的标志，可以补充这个论述。当然，在得出结论以前，必须确认所研究的沉积碎屑组份并不是其它沉积岩经受改造后的产物。

2．物理-化学组份的标志

沉积物中的物理-化学组份的堆积与沉积地的温度、含盐度、pH 值和氧化-还原电位 Eh 密切相关。因此，在这些特性中，某些特性可能指示出沉积环境中不同因素的值，有时候这些数值对某一类型的沉积环境来说可能是它所特有的，因此，它们能够很好地规定出这种环境。

a）温度的高低会规定许多种矿物和气体的溶解度的大小，也就是说，它能规定许多化学沉淀物的数量。因此，某些盐类会在冬季沉淀而又在夏季溶解。同样地，碳酸气的溶解度在冷水中比在热水中大，因而温度升高有利于碳酸钙的沉淀。在冷水里，石膏会在硬石膏之前发生沉淀。碳酸钙贝壳在冷水里会比在热水里含有更多的氧化镁(MgO)等等……。因此，人们把它们做为标志，根据这些标志就可以大致地估计出古温度。除此以外，冰碛岩或纹泥的存在提供了大家知道的冰川环境的证据，古动物和古植物的化石也会给我们提供一些资料，关于这方面的情况将在下面叙述。最后，某些碳酸钙贝壳中氧的同位素O^{16}和O^{18}的关系构成了相当精确的古温度计。实际上，这种氧是从海水里汲取的，而溶解在海水里的氧的同位素O^{16}/O^{18}的比值是按照一个已知的比率随温度的增加而增加的，因此，为了了解沉积环境的温度，只要测量贝壳中氧同位素O^{16}/O^{18}的比值就行了。

b）人们知道，盐度是强而有力的制约生物分布的条件。所以生物的分布情况就成了估量过去沉积环境（这些生物所栖息的环境）的盐度的极好的信息。另外，很明显，蒸发

沉淀物表示比正常海水高得多的含盐度。更精确些说，先是石膏和硬石膏的沉淀，然后是钠的氯化物沉淀，最后是钾盐和镁盐的沉淀，它们要求海水中的盐越来越浓，它们所要求的海水的浓度值大致为：为使硫酸钙沉淀，海水所占的体积百分比应不大于19%，为使氯化钠沉淀，海水所占的体积百分比应不大于9.5%，为使钾和镁盐沉淀，海水所占的体积百分比应不大于4%，而象白云石这样的碳酸盐则与此相反，它们在咸水中就可发生沉淀，即在盐度介于海水与淡水之间的水中就可以发生沉淀。最后，海水中的硼的含量是已知的，因而人们知道，沉积物中硼的含量也是随着海水的盐度的不同而变化的。

c）介质的pH-Eh值规定了沉积物的物理-化学组份中最重要矿物种类的稳定度。图71概括了这些稳定性条件，这个表包括了一些重要的界面。如形成大量方解石的区域与

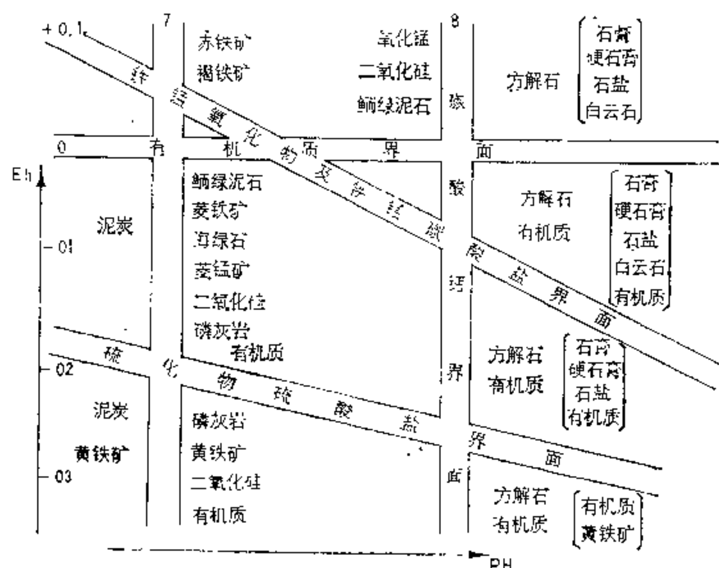


图 71　在沉积环境的不同的pH和Eh值的条件下，沉积物的物理-化学组份中某些矿物成分稳定性图表

方括号内的矿物组合是出现于含盐度超过20%的溶液中，即超盐度溶液中。这是些蒸发岩。这是一个过去的图表，在今天已有些过时，并已被进一步改善。然而，这样的原封不动的图表仍然提供了一个可供理解化学沉积作用鉴别原则的基本标准

（据Krumbien和Garrels，1952）

不利于形成方解石的区域以pH值为7.8为界分开，而与Eh值无关，人们称此界线为碳酸钙界面。这个界线也就是碳酸钙补偿面。同样地，氧化区与还原区是以Eh=0为界线被分开的，它们与pH值无关。氧化条件是不利于有机质形成的，后者会在还原环境里被保存下来，这个界线叫有机质界面。有利于赤铁矿（Fe_2O_3）和褐铁矿（$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$）沉积的区域（即铁处于氧化状态的区域）和有利于菱铁矿（$FeCO_3$）区域（即铁处于碳酸盐状态的区域）是被一个由pH和Eh值共同决定的界线分开的，这就是铁和锰的氧化物-碳酸盐界面。最后，有利于硫化物〔特别是黄铁矿（FeS_2）〕沉淀的区域和有利于硫酸盐（特别是石膏和硬石膏）沉淀的区域是被一个同时决定于pH和Eh值的界线分开的，这个界面称作硫化物和硫酸盐界面。

这个矿物稳定性图表，使我们能够根据沉积环境中的新生矿物组合来判断沉积作用环境中的pH值和氧化-还原电位，不过这里有一个条件，即沉积后的成岩作用影响必须不是

太大。由于现在已经知道海水的pH和Eh值是和海盆地的地理条件有关的，所以，根据海盆里所形成的矿物组合就可以判断盆地的基本地理条件（图72）。

在开阔的海中，水是自由循环着的，在那里，它们被海流搅动，pH值在7.5—8之间，而氧化-还原电位稍稍偏正值。因此，这是一个轻微碱性和适度氧化环境。这个环境有利于Na^+、Ca^{++}、Mg^{++}、Mn^{+++}、Fe^{++}、K^+、Cl'、SO_4''、CO_3''、PO_4'''、SiO_3''的沉淀。

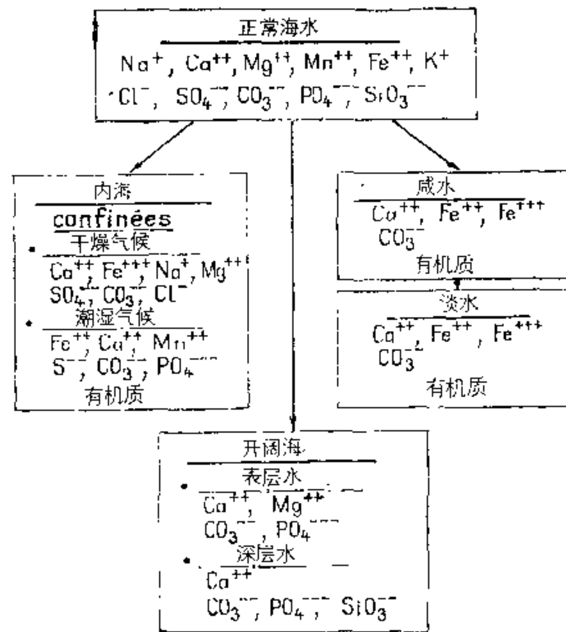


图 72 不同类型的水下环境中、沉积物的物理-化学组份中主要离子的分布情况
（据 Krumbien 和 Sloss）

在开阔的陆缘海中，由于海流而保持着自由循环的水维持着一种氧化环境，这里的pH值和Eh值有利于生命的存在。另外，海水获得了由沿岸河流从陆地带来的、表现为溶解状态的重碳酸盐的钙，其中有一部分由生物吸收，营造其硬壳，在这些生物死亡之后，这些堆积起来的贝壳可能被海流破碎和磨损，然而pH和Eh值常会使贝壳中的碳酸钙和介质的物理-化学环境保持平衡。还有，如果大气中的碳酸气含量足够多的话，则海水中的另一部分的重碳酸钙就会以碳酸钙的形式沉淀于海底。因此，陆源开阔海的环境有利于Ca^{++}和CO_3''离子的沉淀，由于同样的原因，它们也有利于Mg^{++}和PO_4''离子的沉淀。

与此相反，在深海的低洼处，pH值降低并变为酸性，明显地跨过碳酸钙界面。因此，贝壳和死亡后下沉的深海生物尸体在下沉过程中会逐渐地被溶解掉，如果深度足够大的话，甚至会全部消失。此外，水越冷，碳酸钙越是易于溶解，所以这种溶解作用在冷的大洋底会加速进行，以致使碳酸钙补偿面朝着两极的方向提高。因此，越冷、越深的海水环境越不利于Ca^{++}和CO_3''离子的沉淀。反之，在某些情况下却有利于硅酸盐和磷酸盐的沉淀，这就是硅藻软泥和放射虫软泥所选择的地区，大洋底的燧石和锰结核就是这样形成的。

在封闭的海域，或当其与广海不大连通时，即当水的循环有一定限度时。如果是在干燥气候条件下，则在pH值增加的同时，环境保持适度的氧化。在这样的条件（象波斯湾就是这样的）下，如果淡水注入得不够多的话，蒸发作用就会变得强烈，这时盐类的浓集程度就会增加，最后达到这些盐类各自的饱和度。结果，碳酸钙、微量的铁和铝的氧化物、硫酸钙等就会相继地沉淀下来，再以后沉淀的是氯化钠、硫酸镁和氯化镁。所以这样形成的环境有利于Ca^{++}、Fe^{+++}、Na^+、Mg^{++}、SO_4''、CO_3''、Cl'离子的沉淀。沉淀的碳酸盐通常是钙质和白云质的，在温度低于30℃时，石膏的形成早于硬石膏，而硬石膏则出现于相反的情况。最后，在湖泊里，硫酸钠的沉淀早于石膏。

在不同程度的封闭的海域里，如果是潮湿气候的话，表层海水是正常的氧化条件，因而有利于深海生物的存在，与此相反，在深部海水里，水是停滞、缺氧的，因而硫化细菌得以发育。pH 值随深度而降低，使海水变得酸性，而氧化还原电位为负值。因此，封闭海的内部水层保持有动物的有机质，这些动物曾在表层海水中生活，在它们死亡之后，尸体坠落下来。这些有机质可以演变成沥青质。在这些内部水层里，同样还有直接沉淀下来的钙或者堆积起来的贝壳和从表层海水里沉降下来的成堆的动物尸体。这些钙质堆积物通常都是很稠密的、含沥青质的、呈黑色，其中含有死亡动物的有机质和由于H_2S的存在而沉淀的硫酸铁等，从上述这些方面说来，这些钙质堆积物和与它们相伴生的其它沉积物是一模一样的。在这些层里，还可以看到磷酸盐沉积物，这些磷酸盐可能来自已消失的含磷的贝壳或者其它生物碎片。结果，在这种条件下沉积下来的沉积物是黑色的，并且富含有机质。此外，这些沉积物中还会含有Ca^{++}、Fe^{++}、Mn^{++}、S''、CO_3''、PO_4''离子。这些沉积物特别出现在黑海——古海洋的静海桥(Le pont Euxin des Anciens)。人们称这样的沉积物为“静海”沉积物或“黑海”沉积物。

最后，在带咸味的水或几乎是淡的水里，即在潮湿气候区的某些湖泊里、泻湖里，或者在三角港或三角洲上，Ca^{++}、CO_3''、Fe^{++}、Fe^{+++}离子和有机质会按着淡水注入量的多少，生物的多少以及水的搅动程度或停滞程度而或多或少地堆积起来，这些有机质可以形成泥炭和煤。

因此，某些离子（如Ca^{++}和CO_3''离子）在大多数的沉积环境中都可以见到，而其它一些离子（如SiO_3''离子等）则比较特殊些，至于有机质则只存在于相当特殊的环境里。因此，在某些情况下，利用这些不同的资料就可以根据一种沉积下来的离子确定沉积环境的某些物理-化学特征。

3. 沉积岩的颜色的标志

尽管沉积岩的基本组份可能是无色的、白色的或略带黄色的、像石英、方解石和许多次要矿物就是这样；然而，许多沉积岩却具有不同的颜色，某些甚至是很鲜艳的。实际上，它可以是灰色的、黑色的、蓝色的、红色的、黄色、绿色的等等。沉积岩的这种色彩决定于沉积岩中色素的存在与否和色素的分散程度大小。

a）黑色或灰色一般说是由于沉积岩内部分散着细小的有机碳的缘故。例如黑色石灰岩、黑色页岩、沥青页岩等就属于这类沉积物，它们被称作死水沉积。另外也有较少的沉积物是由于含有锰的氧化物而呈现出黑色或灰色的，这些氧化物特别在某些石灰岩裂缝的面上，形成“树枝石”，或者是以黄铁矿出现的硫化物，或者是白铁矿。最后，在个别情况下，灰色也可能是火山灰混合进去的结果。

b）某些粘土矿物和某些页岩所呈现出的蓝色也是由于黄铁矿呈现微颗粒分散在岩石中的结果。

c）黄色、红色、棕色或绿色常常是由于铁的氧化物存在而造成的。在这些氧化物中，镜铁矿或赤铁矿（Fe_2O_3）是红色的，褐铁矿（$Fe_2O_3 \cdot 1/2\,H_2O$）是红-棕色的，针铁矿（$Fe_2O_3 \cdot H_2O$）是桔黄色的，褐铁矿或黄赤铁矿（$Fe_2O_3 \cdot 3/2\,H_2O$）是黄-棕色的，黄针铁矿（$Fe_2O_3 \cdot 2\,H_2O$）是金黄色的，低价铁是绿色的。据以区分这些氧化物各种不同的颜色决定于它们的水化程度及它们在岩石中的比例。如许多地层中的红色和现代赤道潮湿地区的红土壳的颜色是由于结晶赤铁矿的缘故。温带和寒带气候下的黄土和冲积土的黄颜色

是由于褐铁矿的缘故。某些粘土的棕色-巧克力色可能是由于结晶赤铁矿与锰的氧化物混合的缘故。其它粘土矿物的绿色是由于低价铁及海绿石、伊利石和蒙脱石的存在。某些砂岩的绿色是由于海绿石的存在。

当然，沉积岩的这些颜色，只有当它是原生的时候，即当这些颜色是在沉积过程中获得的时候，才反映沉积作用的条件。例如，黑色是由于有机碳的结果，这种颜色是因为在缺氧的环境中、生物尸体掺合到沉积物中的结果，它表示了不畅通的水的还原环境，即静海环境的特征。这种颜色会由于氧化作用而消失。此外，由于海绿石而形成的绿颜色则指示着程度不等的较深的海洋环境。然而，沉积岩的颜色常是后来受到改造而生成的，这种改造常常改变了它们的原始的颜色。例如由于水中含有有机酸而产生的脱色作用就是这样的，后者可以使那些生长在地上的、原来红色植物（现代植物或古植物）的根变成白色或深浅不等的绿色。还有，那些在海洋环境中占优势的物理-化学条件的作用下，在海洋里再沉积的红砂岩会由于赤铁矿的还原而退色。这种情况在成土作用的改造过程中尤其明显。实际上，这种改造作用经常是沉积物所呈现的红色的主要来源。这就是人们在许多老的沉积岩系中，特别是在那些大理岩化岩系中所观察到的红色、赭色和灰色。当某些条件共同存在时，特别是持续的时间足够长、排水条件好、气候相对说来比较热、干燥与潮湿的气候交替时，这种红颜色就会出现。因此，根据红颜色就可以辨认出古土壤，由此辨认出大陆环境和某种气候。然而，这并不是沉积物所具有的原生颜色，它可能是由于侵蚀作用而被加上去的颜色。

Ⅲ、古生物标志

在现今的自然界（人们常拿它来做参考）中，生物的分布情况固然有一部分决定于它们的分散能力，但是也有一部分决定于环境，说得具体一些，是决定于水的存在与否，水的含盐度、温度、寻觅食物的可能性和与自己一起觅食的其它生物的竞争、捕食性动物的存在等等，而限定这些因素的，对陆地生物来说是气候和地形，对海生动物来说是海底的性质和海水的深度。

a）水的存在与否是决定性的影响因素。在自然界里，虽然有极少数的生物既可以栖息在陆地上也可以栖息在水中，或者能够忍受环境的长时间的改变，但大部分生物都只能生活和繁殖在一方——或者在水中或者在陆地上。一次洪水或者干旱就会使这些受难的生物消失。然而，潮汐海岸带的底栖生物则具有特殊的抵抗能力，它们可以经受由于潮汐作用的交替变换而引起的干燥、温度的升高和日照的加强。

b）对固定盐度生物，即只能生活在一定盐度的水里的生物，也就是只生活在盐水、微咸水或淡水中的生物来说，含盐度同样是基本影响因素。环境含盐度的所有改变，都会对这种或那种生物不利。具有很大忍耐能力的广盐性生物可以适应相当广阔的盐度范围，并能抵抗这种盐度的较大的变化，这些生物，或者是因为其体内在盐浓集时能够经受巨大的变化(如某些海藻)，或者是它具有一个渗透压调节的系统，使它的内部液体的盐度维持一个常量。

c）显然，食物的需求是个极为重要的问题。大部分海洋生物都构成了食物链的一部分，这个食物链的第一个环节是由海洋自养的海藻组成的，它们是需要光线来维持生命的。因此，这些生物都栖息在有太阳光透过的水层，其中要求最严格的生物只能在10米以

内的深度生存。例如，远洋生物，人们在广海和岸边都可以碰到，而底栖生物则只能生活在几十米到一百米的深度内，即生活在内陆海和陆缘海的浅水部分。只有很少的底栖生物在大洋底可以碰到，这是一些食泥的生物，它们吃那些在上层海水中漂浮生活、死亡后下沉到海底的生物碎片。因此，限制了深海生物的种类和深海底栖生物数量的原因主要是食物来源稀少，深海生物所以贫乏也就是由于这个缘故。

d）像盐度的影响一样，按照生物对温度影响的适应程度，它们被分为狭温生物与广温生物两种；前者只能经受较小的变化，因此只能在赤道表层海水、极地表层海水或者深层海水里生活，而后者则能经受各种不同的温度，这种广栖性生物在温带海水里特别多，它们有时候会分布得很广。另外，栖息在微咸的热水中的生物要比栖息在较咸的冷水中的生物少，因为在前述情况下浮游生物的漂浮能力会受到影响，因而也就会影响到它们的分布。

e）最后，海底的性质对某些底栖生物，即那些在陆缘海生活的生物来说，是相当重要的，也就是它们决定了这些底栖生物的分布情况。事实上，海底的性质决定了底栖生物在海底的固着、钻孔、爬行、挖掘以及寻找食物的可能性。譬如：某些生物要求一个坚硬的底盘，像岩石基座、珊瑚礁、贝壳碎屑等等，而与此相反，其它的生物则只需要生活在不太固结的底盘上，如细沙、沙、泥，在这里，这些生物可以轻易地挖掘洞穴，并把自己隐藏起来。另外，有的生物还可以固着在浮游生物的尸体上。

在许多情况下，生态学（这是一门研究生物与其环境之间相互关系的科学）可以根据一个沉积环境中的生物来确定这个环境的特点。同样地，在过去的漫长的时期里，生物分布的这些规律也可能是变化不大的，在大多数情况下，生态学方面的均变论都是可以接受的，因此，根据生物化石或生物活动痕迹就可以恢复古沉积环境的一些主要特点。

然而，虽然生态学资料是比较重要的，但根据古生态学的资料恢复古沉积环境的可能性并不是毫无限制的，这是因为有些化石是偶然形成的。有的化石曾被改造过、被改造过的化石混合在一起以及生物分散中可能存在的障碍等。

f）石化作用只能把生物的硬体部分，如贝壳、甲壳、骨针和骨骼等保存下来。另外，这些硬体部分会根据原来成分的不同（方解石的、霰石的、磷灰石的或硅质的）和石化作用的环境而发生不同程度的变化。与此相反，生物的软体部分则只是在例外的情况下才会被保存下来。这就要求生物死亡后，其尸体必须在一个受到保护的环境里，即在一个不利于细菌活动和不氧化的环境里迅速地被埋藏起来。这样，其腐烂作用就会停止或者迟缓，同时也不致被其它动物吃掉。例如被埋藏在泥里、火山灰里、在深海水里、或者隐藏在沥青和树胶里的生物尸体就是这样的，另外，在特殊的情况下，被抛弃在沙漠中的干燥的空气里或者被冰冻结起来的动物尸体也能很好地石化。人们知道，在水里生活的动植物比在陆地上生活的动植物有更多机会变成化石，因此海相地层里的化石要比陆相多。最后，一般说来，生活在一定时代里的生物只有很小的一部分会成为化石，由此可知，动物和植物的化石组合与其原来生物组合相比常是不完整的。然而，生态学家所得出的结论，一般都不是根据生物个体得出来的，而是根据整个生物个体及其相互依存的生物组合，即根据生物群落得出来的。因此，根据所采集的化石恢复过去的生态环境只能是不完整和不完善的。

g）动物群的改造和混合大大地限制了这种恢复的可能性。事实上，可采集的那些化

石个体只有极少的一部分是生活在原地的。这些化石通常都是被改造过的，它们有的是从较短的距离搬运来的，有的是从很长的距离搬运来的，因而人们所看到的化石组合可能是掺混在一起的。这样，人们会发现一些种类的化石是原地的。或是距其原来生活地点不远的，而另一些种类则是外来的，有时甚至是从很远距离搬运来的。再者，如果在较长的一段时期里沉积作用处于中断状态而海洋动态保持不变时，即在那些产生了化石结壳的坚硬的层面上，人们就会发现在同一个岩层里有不同时代的化石聚合，即这些种类的化石既不是真正的一个总体，也不是在同样的条件下形成的。因此，这样的组合并不是古生物群落的残余，而是由于流水的作用偶然聚集在一起的生物尸体。这是一种死亡的群落（thanatocoenoses）。所以，在试图根据那些从沉积物中采集的动植物化石组合来解释沉积环境以前，必须把那些可能是外来的种属和原地种属区别开来，如外来个体可能具有磨损，但远洋生物除外。这样区分并不是经常都能做到的，只有那些生物留下标志和痕迹才是唯一的、不含外来生物的原地生物的标志。另外，在工作过程中还必须保证，所研究的化石都是属于同一时代的，这也是很困难的，当研究死亡的生物群落、其不同时代的差异表现得很微弱时尤其是这样（图73）。

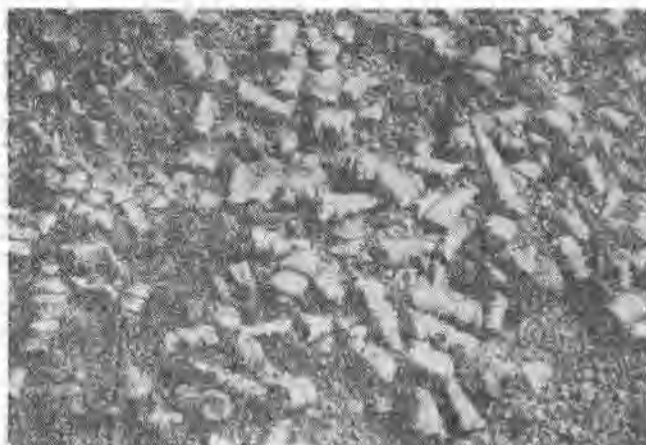


图 73　化石的改造

h）此外，生物分布的障碍也同样地限制了恢复环境的可能性，这些生物分布的障碍是由于和其它生物种属的竞争、某些地带食物的缺乏，一些阻碍了迁移的自然障碍造成的。如：海湾和大洋阻挡着陆地生物的传播，对一些绝对需要潮湿条件生活的生物，干燥带是障碍，而大陆是海洋生物传播的障碍等等。这些障碍的存在，限制了生物的传播，此外，每一种生物的最初的产地可能是一样的，而一定的种属并不见得都居住在对它有利的所有生境里。反过来说，当一个环境不丢弃这种生物种属时，不应该得出结论认为这个环境对那种生物有害。同样地，也不应该因为某一类型生物不存在而认为环境对另一类生物有利。

归根到底，为了从生物化石获得关于环境的资料，只应该考虑底栖生物，并须查明这种生物化石确实没有或很少受到改造，查明它们确实是同一个时代的生物。另外，在这些化石中，只能研究那些对鉴别环境有特殊意义的化石，例如，那些固定盐度生物及狭温性生物化石。最后，最好是特别注意，观察那些生物遗迹和洞穴，因为后者往往提供了关于海底深度、性质及原地生物生态学等的特别好的资料。只有这样才能够恢复过去的生境并编制古生境图。

C. 在解决某些鉴别问题中的应用

当看到一个古沉积物并且打算鉴别它所代表的沉积环境时，首先必须考虑的是沉积物

堆积的环境，即它们是在空气中沉积的还是在水里沉积的，另外还有，是否冰也参予了其中所包含物质的搬运。如果沉积作用的环境是水的话，那么就要进一步知道究竟是河流的水、湖泊的水还是海洋的水，然后，假若是海洋的话，那么就要知道沉积地的海水是深的还是不深的，海底是倾斜的、水平的还是不规则的，是布满岩石的还是松软的。此外还要了解：海岸位于什么方向，距离是不是很远。另外还要了解这个时代的气候，设想曾经出露的陆地的起伏及这个陆地由什么样的岩石组成等等。不过，这种划分成等级的研究方法尽管非常合乎逻辑，实际上很少使用。在实际工作中，所收集到的某些标志对鉴别环境说来是具有特殊意义的，根据它们马上就可以得出结论。但是也有的时候，在所观察到的特征中，仅凭哪一种都不能鉴别，只是在把更多的特征综合起来以后才能做出解释。最后，也可能有这样的情况，即得不出任何一个令人满意的解答。

Ⅰ、沉积环境性质的研究

很显然，在恢复沉积环境时，判断沉积环境是空气或水，或者在沉积过程中曾一度有冰川参予是一个重要的步骤。在很多情况下，这个问题都是比较容易解决的。譬如，在鉴定出来有冰碛岩存在后，马上就可以判断这是一个海拔较高的冰川环境或冰帽所在地。所以必须鉴定这种冰碛岩。另外，在水平方向上延伸很远、并且表现出垂直方向上的加积作用或垂直分选的岩层则显然是水下的堆积，同样地，保存有水下生物化石的堆积也是水下堆积，而保存有陆地生物化石或陆地生物痕迹的沉积物则显然是陆地堆积。人们知道，物理-化学堆积物，特别是蒸发岩的沉积是必须有水参加的，浊流层和流纹的浊流堆积物只能理解为程度不等的高密度流的结果，在这个高密度流内部，水同样是决定性的组份，而某些浑圆沙粒的无光泽的外表则是风力作用的结果，它们构成了陆地堆积的标志。

反之，在另外一些情况下，答案就不是这样清楚了。例如人们要区别风成沙丘和水成沙丘就不那么容易。实际上，倘使一个沙粒曾经遭受过改造的话，则它所呈现的无光泽的圆形可能是前一阶段遗留下来的。而在这种情况下，一般都可能是因为遭受了改造而形成的。在这种情况下人们可以比较有把握地通过水流交错层的波纹构造来判断它们，因为可以想见，风成交错层理构造要比水成交错层规模大一些。同样地，交错沉积体各分层的坡度和交错角，在风成堆积中要比水中堆积的大，海滩堆积物的倾斜层理角小于12°，在三角洲和河流堆积物中是18°到28°之间。在某些风成沙丘结构中是24°和34°之间。由风产生的波纹其两个相继层间的距离与波高之比大于水下波纹的同样的比值，在风成波痕，粗大的颗粒都集中在波谷处，而水成波痕则相反。这些规则实际上并不是很有系统的。然而，岩层中保存的波纹一般都是被认为是水成波痕的，因为过去的风成波痕是否可以在它们形成之后不被破坏是可疑的。

Ⅱ、水成环境类型的鉴别

在鉴别沉积环境时，必须了解所推断的水成沉积物是河流堆积的还是湖泊堆积的，或者是海洋堆积的。为此，可以利用岩性标志、岩相标志和古生物标志。

1．岩性标志

岩性标志有时可以为恢复地层提出一些基本概念（图74）。如：

a）一个展布面积或大或小的连续碎屑层，如果各分层的岩石特征和结构有很大差别

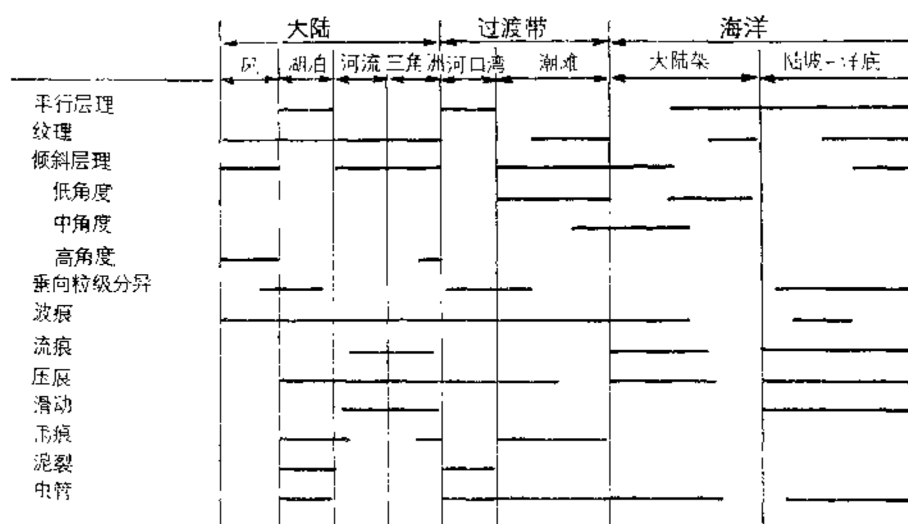


图 74 主要沉积区域中几种沉积构造类型分布情况
(据 P. H. Heckel, 1972)

的话，就指示着各个分层沉积时的水文状况也是极不相同的，上述这些分层被一些非常明显的不连续面隔开，后者由于一些非常清楚的干燥标记和冲刷现象而显得很突出，它们常显示急流冲出锥的特征。事实上，这样的连续沉积层可能是在反映着搬运作用的间断和那些反映了该种堆积特征的搬运物的变化，这些特征是这些搬运物在时间、空间和沉积数量的不规则性等的结果。

b）块状或薄层状、颗粒特别细小、在水平方向上为均质的连续岩层，如纹泥层、石板灰岩层等是在反映着一个没有一点紊动状态的环境，即：沉积作用是在绝对平静的过程中进行的。通常，这样的连续岩层常被认为是湖泊堆积物的特征。事实上，在一个面积通常有限的湖泊里是没有水流的，即使湖面偶尔有一些波浪，也会随着湖水的加深而迅速减弱，这样的情况在很多的现代湖泊里都可以观察到。然而，在深海湾或几乎封闭的海湾里（那里的水是停滞的）也是具有同样条件的，例如在黑海或者那些靠近大洋底的地方，甚至在浊流发生时，由于它只能使四周平静的环境发生非常短暂的振动，所以浊流堆积层常常是非常细的。与此相反，在一些湖泊里，人们也曾发现一些交错层理构造，但某些作者认为，这些交错层理构造是不可能在大湖中心发育的。另外，和在海里一样，在一个湖泊里，挖掘生物的活动可能是相当重要的，因为它们可以把那些原生的有规则的细层理全部破坏掉。的确，在这些生物找食或隐藏的地方，它们是会把那些还比较松软的沉积物搅动的。因此，在做出结论以前，必须先查明是否没有生物搅动。这一点是能够做到的——当我们把极细的薄层除掉并发现碎屑沉积的方位有局部变化时，这样的标志就证明了过去曾经发生过生物的搅动。

c）与同沉积侵蚀作用有关的定向构造，如果它们是单向的，并和交错的连续的沉积体相结合的话，则它们可能是河流堆积或三角洲堆积的标志。事实上，海洋里只有在极特殊的情况下才会形成沟谷沉积，一般说来，海流都是朝着不同的方向流动的。因此，人们在沉积层中可以看出曲流泛滥的情况（图 75）。当海底峡谷被流纹的浊流沉积充填时，可

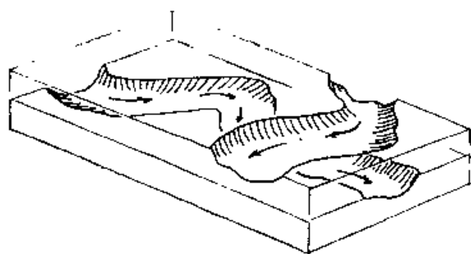


图 75 根据一个与河流沉积体有关的定向构造的测绘图查明的叠置的曲流
（据A. Bersier, 1958）

能被做出互不相同的判断，因为这样的浊流充填物同样可以形成交错层理，这个问题可以根据是否缺失显著的同沉积侵蚀作用来解决，因为倘使是浊流沉积的话，就一定伴有同沉积侵蚀现象。在这些与水流有关的、沉积物的各种标志中还有砾石的倾斜，这种标志在河流环境中比在海洋环境中有更重要的意义。与此相反，浊流沉积虽然主要是在海洋环境里沉积的，但它们在湖泊环境里也同样存在。

2．岩相标志

岩相标志有时也会提供重要的论据（图 76），不过，根据岩相做出的推断还须由其它论据进一步证实。

大陆　过渡带　边缘海　深海
细碎屑岩
粗碎屑岩
砾岩
石灰岩
燧石
红层
莱发岩
鲕绿泥石
海绿石
磷灰岩
锰结核

图 76 沉积物主要类型及某些自生矿物在主要沉积区中的分布情况
实线表示通过观察现代沉积物而查明的分布情况，点线表示根据对古代沉积岩层的观察和对现代沉积物的设想而做的补充
（据P. H. Heckel, 1972）

a）某些自生矿物是海洋特有的。象鲕绿泥石、海绿石和铁的复杂硅酸岩等就是这样的，这些矿物会使某些沉积物产生绿色斑点，并且有时充填在小的贝壳化石里。鲕绿泥石形成于深度为10—150米左右的热带海洋里，在表层海水里，鲕绿泥石会由于氧化作用转化为针铁矿。海绿石形成于10—2000米深的范围内，以在30—800米的深度内形成的为最多，也就是说，它的形成环境要比鲕绿泥石的形成环境更深更冷。看来，鲕绿泥石与海绿石形成深度的不同可能主要是因为鲕绿泥石是硅酸盐的热海水型矿物、而海绿石是冷海水型矿物的缘故。最后，鲕绿泥石或海绿石只出现在陆源碎屑组份少或者没有陆源碎屑组份的情况下。这是一些在坚硬的海底经过转化的新生矿物，它是在氧化环境里沉淀、经过海流的搬运之后在相对还原的环境里形成的新矿物。磷酸盐也是海洋环境中所特有的产物，至少在大多数情况下是如此。事实上，磷酸盐出现在30—300米深度的海洋里。人们还知道，在河口区水里磷酸盐的浓度是足够高的，但是陆相磷灰石是很少见的，由于海相磷灰石中含有脊椎动物骨骼中的锇(Os)，所以海相磷灰石可以很容易地区分出来。

b）页岩、砂岩、砾岩在河流、湖泊和海洋堆积物中都是经常出现的，而那些由于物理-化学作用生成的碳酸盐类则不然——它们中的绝大部分都是在不超过碳酸钙补偿面的条件下，在海洋的潮间带和潮上带形成的。湖相碳酸盐、洞穴碳酸盐和温泉碳酸盐比海相碳酸盐要少得多，而且，鉴别它们要比鉴别海相碳酸盐容易一些。同样地，燧石也总是形成于海洋环境的，然而，对形成燧石的条件，目前还确实知道得很少。但，在东非的某些湖泊里，有连续成层的水化二氧化硅沉淀，与此相反，在澳大利亚南部的某些泻湖里，水化二氧化硅则只形成结核。现代的蒸发岩几乎只形成于那些如卡拉博加兹或巴亚湖那样的位于海-陆交界处的泻湖里，干涸过程中的温水湖里，或者在那些像阿尔及尔-突尼斯的塞卜喀哈斯湖那样的在干涸过程中的温水湖里，在后述情况下，这些蒸发岩是在具有封闭的盐池与干燥气候这两个条件下生成的。与此相反，大家知道，在三叠纪时，盐类是在开阔的陆缘海里沉积的，盐类沉积的条件是在广阔范围内具有深度很浅的海水。

c）自生矿物的多样性在湖泊沉积物中要比在海洋沉积物中大得多。这是因为，湖泊和海洋不同，辽阔的海洋能够使其物质组份的含量经常在一个平均值附近，使其物理-化学特征大致保持不变，而湖泊则会从周围陆地获得种类极为不同的化学组份，湖泊面积越小，其中每一种化学组份的含量就越能迅速地达到其沉淀的临界值。最后，在一个湖泊里，盐类的浓缩和温度是与沉淀作用的进行和环境的干燥程度紧密相关的，即它们是决定于气候的，并且由于这个原因，它们会从一个极端迅速地变为另一个极端。湖泊的蒸发序列中所以既具有最复杂的矿物又具有最简单的矿物，就是因为这个缘故。

3．古生物标志

古生物标志在区别淡水沉积物和海洋沉积物这方面说来，是具有决定意义的。

a）如果说湖泊（尤其是陆地河流）不利于生物发展的话，那么陆缘海就成为生物最稠密的地方。另外，有些生物组是广盐性的，而另一些则是严格的狭盐性的（图77）。因此，像红海藻和绿海藻、放射虫和硅鞭毛虫、显微粒状灰质藻、大部分的钙质有孔虫、钙质海绵和硅质海绵、珊瑚、苔藓动物、腕足类、棘皮动物和软体动物中的许多组、头足类等都是海洋特有的生物；而轮藻类（图78）、*Thécamobiens* 和软体动物中的某些种、节肢动物、硅藻、水草、鱼类以外的大部分脊椎动物则都是淡水的。因此，根据沉积物中生物组的这一种或那一种的出现就能够作出沉积条件变化与否的结论。

b）一些生物，如某些苔藓动物、某些钙质有孔虫、某些海藻，不固定的棘皮动物、头足类和舌形贝等可以生活或暂时移居在偏离正常海水盐度的水域，所以，依照不同的情况，有时可以认为，这种生物是一种开阔海的边缘海环境的标志，有时可以认为它们是封闭海的标志。最后，广盐性生物是可以生活在好几种类型的水下环境的，然而，这些生物仍然可作为沉积环境的较好的标志。例如牡蛎，它本来是可以在大海里生活的，但它们的发展受到海洋腹足类的限制，因为腹足动物可以占据它们的贝壳并把它们的肉吃掉。但这种腹足动物不能在咸水里生存，因此，为了逃避捕捉，牡蛎往往退居到三角港或泻湖里，这里的水的盐度保护了牡蛎的生存，使它们不被捕食。另一方面，咸水环境通常可以由许多个体的增加和许多种属的减少等特点而表现出来，并且有时有相对矮小的畸形个体出现。这种现象，同样在一些高盐度的过渡带的环境里出现。

c）在同一种沉积物中有不同要求的狭盐性生物存在（即在一个化石群中有多种生物化石掺杂在一起）的情况，可能是在指示着一个面积逐渐减少的、咸度迅速改变的环境，

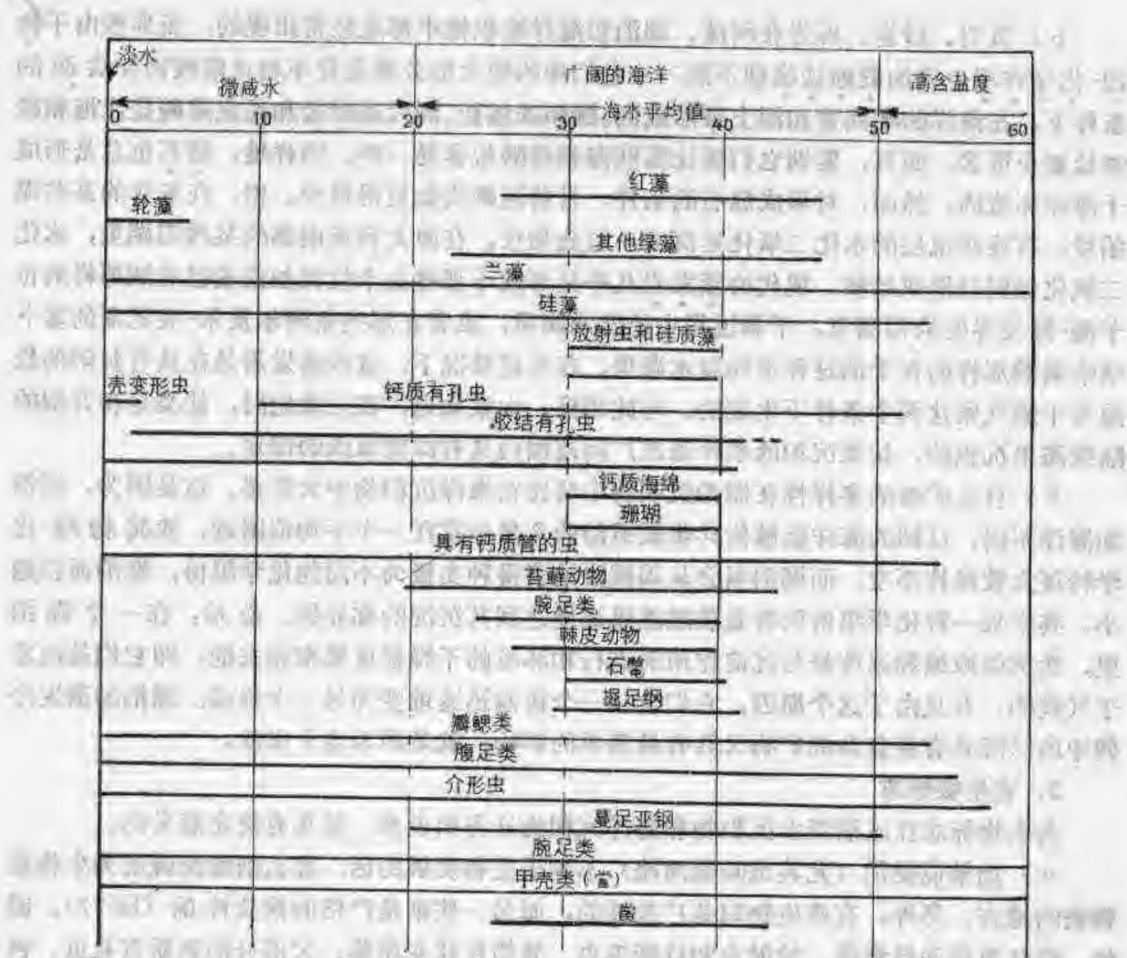


图 77 不同盐度的环境中主要水下植物和无脊椎动物的分布情况

盐度单位：克/升

(据P. H. Heckel·1972)



图 78 在Corbieres的Tuchan附近，生存在一个淡水池沼里的轮藻和椎实螺

这样的环境可能由于一个与海隔绝的泻湖在干旱的气候条件下逐渐被封闭，或者是由于气候变得潮湿，泻湖得到了充分的淡水而形成的。然而，当要区分出一个古海湾和古盐湖的时候，会感到难以判断。这些含混不清的情况只有在建立起所研究时代的区域性图件时才能搞清楚。如果研究的盆地全被河流堆积物所包围，且沉积物在垂直方向上指示着它们是逐渐被充填的话，而且，特别是，如果其中没有纯海相堆积物存在的话，这样的沉积环境大概是一个古湖泊，否则，就应当认为它们是一个从属于海洋的淡水区域。

Ⅲ、海洋环境类型的鉴别

根据在海底沉积下来的沉积物可以了解海洋的环境——它们是陆缘海、半深海还是深海呢？是浅海、中等深或很深的海呢？是靠近岸边还是远离海岸的呢？海底的性质是怎样的呢？它的坡度是怎样的呢？

1．深度及离海岸的远近

一般说来，深度是随着与海岸距离的增加而增加的。因此，某些深度的标志，也是离岸远近的标志，反之也是如此。要想鉴别深度和离岸的远近，也可以使用岩性、岩相及构造的标志。

a）岩性标志的用途并不大。固然岩性在水平方向上的分选性是离岸远近的很好标志。从这方面说，浊积物是被看做深水堆积物的，更确切些说，它们是大陆斜坡坡脚的堆积物。但是，人们所了解的陆缘海沉积物中的水流标志在深海沉积物中也同样出现。实际上，这些水流标志是否反映水的活动性，这种活动性是否随深度增加而迅速减弱，在大自然中并非总是如此。另外，沉积环境中水的紊动性和沉积物的性质也会起作用，并且这些因素的变化是与深度无关的。因此，交错层理构造，一直到大陆斜坡的坡脚都可以见到。还有，水流波痕也是如此，3000米深处的波痕形态和人们在岸边所观察到的波痕形态是一样的。顶多可以认为某些沉积物岩性的组合和某些沉积构造的结合似乎在某些海洋地带是共同的，某些构造在某些海洋地带中出现得更多一些。

b）某些岩相特征构成了解决问题的关键。当我们在远离源地，即远离海岸观察沉积物时，可以看到陆源碎屑物的成熟部分离岸最远。就这方面说，纯粹的大洋泥和硅质软泥乃是大洋深度的特征。其物理-化学组份特征在不同的情况下或者指出了封闭的环境，或者指出了蒸发过程，或者指出了沉积作用是处在停滞状态中，都提供了相当好的深度标志。同样地，碳酸盐的缺失可能反映已越过了碳酸钙补偿面，但是，这个否定的结论，不能够单独地采用。

c）可以提供关于深度和离岸远近的最好的标志的就是古生物标志。在这些标志中，有一些是由生物本身提供的（图79），另外一些是由生物痕迹、足迹、洞穴提供的，上述的洞穴是一些生物栖息的地方，它们标志着海底（图80）。

——首先，底栖生物可以独自提供关于深度的标志。在这些底栖生物中，红藻和绿藻、*Demopongés* 和钙质海绵、造礁珊瑚和退居于陆缘海的大多数生物组中的某些种类，由于其生态学的基本要求，特别是藻类和珊瑚对光线的要求，构成一个同藻类一起的共生组合体。这样，这些底栖生物就表示了几十米以内的深度。其它种类的生物，尤其是棘皮动物、舌形贝、石鳖等，现在我们知道，它们是仅仅生活在陆缘海中的，但它们似乎可以在更深的海水里生活。这些生物可能也生活在深度更大的海水里，只是现在还没有被发现，

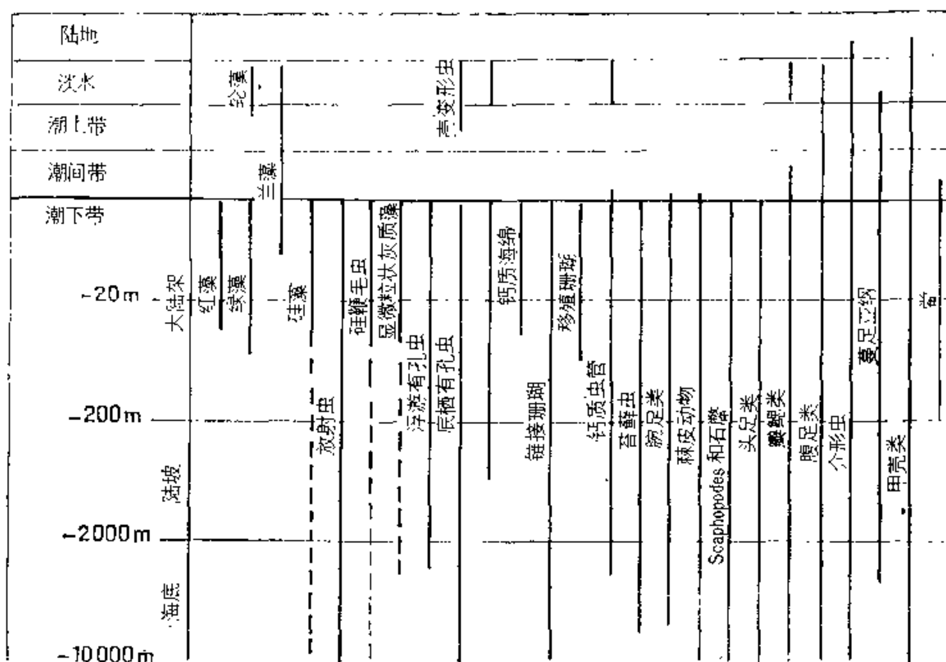


图 79 在不同深度的水中，现代主要无脊椎动物和可石化的植物组合的分布情况

实线表示生物个体演化区域，虚线表示它们尸体的下沉轨迹，直到它们下沉到海底或被溶解而完全消失

（据P. H. Heckel, 1972）

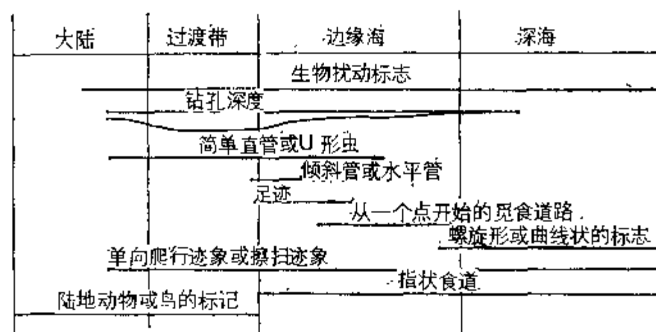


图 80 主要沉积区域中几种生物成因标志的分布情况

（据P. H. Heckel, 1972）

或者它们像石鳖那样，已经不能利用它们所能生活的所有盐度区域，另外也可能由于我们没有提到的其它原因，使这些生物不能利用它们所能生活的深度区域。最后，硅质海绵是我们今天所认识的唯一生活在深海的生物。

——虽然浮游生物是在表层海水里生活的，它们的尸体只是在它们死亡以后才会在多少不等的较长时间里逐渐以下沉的方式，掺合在海底沉积物中，但是它们也会反映离岸的远近，因之也反映了海水的深度。实际上，某些浮游生物，特别是硅鞭毛虫、粒状灰质藻、硅藻和很多的有孔虫都是更喜欢在广阔的海洋里生活的，这可能是因为那里没有底栖生物

和它们竞争，比较容易觅食的缘故。另外，在这样的情况下，这些浮游生物的尸体不会被底栖组份和陆源组份掩埋在沉积物里。因此，沉积物中有大量浮游生物存在的情况就明显地指示着沉积物是在深海中形成的。

——印痕、脚印和洞穴也是较好的标志，因此，它们也是离岸远近的标志。事实上，这些标志有很多是大陆环境的过渡带环境所特有的，另一些是陆缘海海底特有的，还有一些只出现在大陆斜坡上和大洋底。在一般情况下，洞穴是过渡带和靠近岸边的边缘海带沉积物的特征，在这些地方，由于捕捞，由于环境的地理特征的巨大而迅速的变化，生物的生存条件要比其它地方困难些，因而在这些地带生活的生物，隐蔽的必要性比别处更加迫切。由于同样的原因，这些洞穴较浅，并且是斜着的，位于离海岸较远的陆缘海底。最后，在以食泥动物占优势的大陆斜坡和大洋底，寻食竞争迫使这些食泥动物更注意隐蔽，几乎只能看到它们吃东西时留下的弯弯曲曲的痕迹。另外，不同地区中，与海底紧密相关的、底栖生物行径的不同也同样地反映出生物扰动程度的大小。

2. 关于海底性质的标记

关于海底性质的标记主要是由底栖生物化石及其痕迹提供的（图81），象群体珊瑚、虫

图 81　现代主要植物和水底无脊椎动物在不同性质海底的分布情况

（据P. H. Heckel, 1972）

管、某些有孔虫、大多数牡蛎、苔藓、红海藻和某些腕足类，它们要求有一个能够固着的坚硬的基底，某些则固着在一些在不同程度上活动的贝壳上。大部分的绿海藻、海绵，造礁珊瑚、*Pelmatozoaires*、贻贝、许多腕足类以及其它种属的成员都喜欢在坚硬的基底扎

根或固定。*Scaphopodes*、腕足类、*Linguloides*、某些有孔虫喜欢松软的海底。与此相反，许多活动的生物，如海星、蛇尾纲、*Echinoides*、腹足纲、介形虫纲和许多节肢动物则可以在任何海底上移动。最后，像红藻和绿藻、海绵、珊瑚、苔藓只能在清沏的海水里生活，即在没有陆源碎屑物的水里生活，而其它生物则能适应于相对混浊的环境或陆源沉积作用既大且快的环境。

3．海底斜坡的标记

指示沉积作用进行的海底坡度的最可靠的标记是浊流层、滑动沉积层和某些层间构造，这些标记是由于斜坡上的物质在重力作用下发生移动而产生的（图82）。

——指示坡度的层间构造是由于未固结岩层发生沉积分离作用而生成的，这种分离是当潜在的分离面的上伏沉积物重量增加引起的，即由于水的充分浸泡和重力作用达到潜在面的分离点而使岩块发生滑动。这种构造就是人们所说的滑动构造，其方位明显地指示着斜坡的方向。

图 82　海底某些岩性特点在大陆坡附近延伸的情况
（据D. J. Stanleg和R. Unkug 1972）

——浊积层反映这样一种斜坡，即在后者中，浊流所参加的堆积过程只被看做是堆积体在重力作用下崩塌的结果，这种堆积体的崩塌总是在大陆斜坡向上突出处或者海底峡谷边坡处发生。因此，这种标记是斜坡的间接标记。还有，在浊积层的面上常常可以观察到一些定向构造，这种定向构造位于斜坡上浊积物堆积的地点。另外，经查明，浊流的形成和发展坡度应大于1/250，然而，陆缘海底的平均坡度是 1/500～1/2500，而大陆斜坡的平均坡度达 3°—5°。因此，更准确一些说，浊积物是出现于大陆斜坡坡脚，即堆积于相当大的深度上的。不过，浊积物在陆缘海甚至湖泊这样的较浅的水域里也是会形成的，但总是在水底坡度突然变陡的坡脚。因此，按照一般情况来说，根据浊积层就可以推断过去的沉积坡的位置，另外还时常可以根据它们推断过去的大陆斜坡所在。

——滑动沉积层〔还有，更准确一些，滑动沉积岩(olistolite)，前者包括后者〕也能够揭示并确定某些古沉积的斜坡方向，因为它们不可能在没有坡度的地方沉积。当滑动沉积形成非常平坦的推复体时，这种斜坡总是表现为一个构造成因的或多或少的有规则的斜面。在流纹浊积层，像始新世、渐新世的盆后地区流纹浊积物那样，表现为和海底峡谷相类似的水下谷地的填充层，例如现在的陆棚上的浊积层就是这样的，这可能是因为海底峡谷的坡度使得大陆斜坡起伏不平的缘故。看来，这样的解释是说得通的，因为大家知道，这些峡谷的坡度为3°—10°，并且，只要有这样大小的坡度，就足以使滑动岩体滑动了。因此，

根据沉积滑动层也能够确定古大陆斜坡的位置。

Ⅳ、海岸位置的确定

如果不掌握由海岸带沉积物所提供的岩性、岩相和古生物标志的话，要想确定海岸位置是有困难的。

1. 岩性标志和岩相标志

虽然岩性标志和岩相标志都能够提供某些情况，但在这些标志中，属于海岸所专有的却很少见（图74、76）。如水流波痕在所有深度上都能观察到；再如交错层理、雨痕、泥裂和鸟的脚印等也不是岸边所特有的，岸边沙丘和沙漠沙丘很难区别等等。人们最多只能根据以下几点来判断海滩沉积物，如沉积物具有水平层理，相邻的层的厚度不等，有许多破碎贝壳和一些杂乱的未破坏贝壳，风成沙的插入，重矿物层的存在，与纯海相沉积物成10°左右的原始坡度等等。此外石膏和硬石膏的堆积也可以认为是海岸沉积，因为这些堆积物有的是在不同程度的、比较宽的封闭的海盆地里堆积的，在那里，石膏和硬石膏形成了程度不等的巨厚的连续的层；另外，它们也有的是在某些岩石裂隙里堆积起来的，在今天，石膏和硬石膏几乎只在邻近海岸带堆积，并总是与开阔的海密切相连系。不过，大家都知道，情况并非总是如此，特别是在三叠纪的时候。

2. 古生物标志

在大多数的情况下，只有古生物标志是不够的。事实上，为海岸所专有的生物组合是没有的（图77、79），现在我们只知道，哪些生物组特别适应于广海生活，哪些生物组特别适应于盐度、温度和透明度的迅速改变，哪些生物组特别适应于那些由于潮汐作用而发生的淹没与出露相互交替区。我们至多可以认为：岸边的海洋生物数量特别多，并且是各种各样的，钻孔生物的活动在岸边比别处更多些，并且，在岸边，生物洞穴经常是垂直的（图80）。

3. 岩性和古生物标志

然而，当岩性和古生物标志在同一地点的岩层中出现时，就可以得到比较明确的结论了。例如在Languedoc省的Sigean现代泻湖附近的蒂兰期海岸边的岩层是一个碎屑层，这个碎屑层是由它紧靠着的陡崖垮落下来的岩块与很浅的海水里的底栖生物的破碎贝壳构成的（图83）。不过，这是一种很例外的情况。

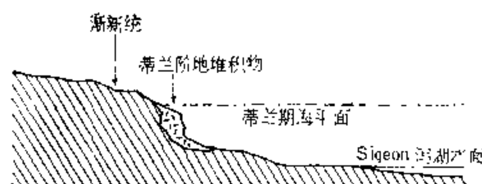


图 83 Languedoc的Sigeen泻湖附近的石化了的蒂兰期海岸

总之，常常是在详细地研究了一个区域的地质情况以后才能够近似地确定海岸的位置，而更确切的位置则必须根据图件——综合了所研究时代的各种岩相分布资料的图件——来确定。

Ⅴ、地形和气候的估计

古地形高度的估计和古气候的恢复经常是同时进行的。其理由是：如果说有几种类型的气候特征和几种类型的地形特征存在的话，则现已证实，过去曾被认为地形造成的结果的某些特征同时也是决定于气候的，而一定地点的气候则又有一部分与该地的高度相关联。

1．古海拔高度的估计

这种估计主要是根据沉积岩中是否有砾石或砾岩层存在而做出来的。

a）通常认为，砾石层在所有气候条件下在地表所有的地方都能形成并且它们忠实地记录了侵蚀作用的强度。同样应当承认，在那些地形起伏不平的地区，地形起伏越强烈，被搬运的砾石也越大，而当地形继续演化、达到衰老阶段时，流水在缓坡上就只能沉积下细粒的物质，因而砾石的大小反映了地形破坏过程中的地势高低的情况。这个概念是根据戴维斯关于正常侵蚀作用理论得出的。在地质学上，这个理论使许多地质学家把砾石当做造山运动阶段的证据。然而，大自然的实际情况是非常不同的，气候地形的发展在其它方面提出了新问题。

b）实际上，要想使岩石破碎成程度不等的较大的石块，使它们在地表上被搬开，一直被搬到河床里，并且在流水作用下沿着河床前进，必须满足下面两个条件，即：土壤应当是薄的，甚至没有土壤。事实上，当有连续的较厚的土壤层存在时，即在生物平衡阶段里，机械侵蚀作用只能在岩石裸露地方直接对母岩进行破坏，也就是说，只能在山坡岩石的陡壁上，河床底上或滨海岩石陡壁上进行。任何其它地方，侵蚀作用只能剥离由细粒物质组成的土壤。还有，植被阻挡了漫流，在一般情况下，它使漫流只能带走软泥、沙子和溶解物质。除了植被稀疏地区以外，植被会使几厘米大小的碎屑不能移动。因此，在温带的平原区，甚至像汝拉山区、中央高原、浮日山区或外阿尔卑斯山区等大部分的山区，实际上并没有砾石从山坡上被搬运到河流里，人们所发现的砾石实际上只是一些冲积层的产物——第四纪冰期时，在非常不同的条件下，一些冲蚀谷谷底上的冲积层经受改造后的产物。与此相反，在高山上，落在激流里的崩塌物则直接地提供了粗大的搬运物，这些物质很快地被改造成了砾石。因此，在高山上或峡谷里，可以有大量的未经改造的砾石被搬运。

因此，砾石形成的作用是和那些与土壤形成有关的化学作用和生物作用方向相反的。在化学作用和生物化学作用强烈的地带，在厚的风化覆盖层之下，胶结紧密的岩石消失了，即便在那些坡度较陡的地方，这样的岩石也很少出露。这种化学作用和生物化学作用强烈的地带向流水提供的碎屑只是粘土、淤泥和少量的沙粒，即一些细碎屑。另外，也可能有的地方存在岩石露头而没有破碎的砾石。如在现代的热带地方就有这种情况发生，特别是在巴西和象牙海岸，在那里，许多坡脚下和结晶岩山丘脚下以及陡峭的岩石峭壁下没有一点粗大的碎屑。这些地形的破坏是腐蚀作用造成的结果，这种腐蚀作用产生了溶解物，即一种由于长石风化而分解的颗粒，它们形成了沙子，这种腐蚀作用并且使岩石外层剥落及节理缝扩大，岩石外层的剥落使得岩石分解，分解出来的石块由于风化作用会变得更小。因此，在整个热带里，无论是在森林里也好还是在无树的草原也好，也不管地形如何，在现代河流里和海滩上只是在例外情况下才会看到砾石。在那里，在较强的蚀变作用下，超过流水搬运能力的粗大石块直接蚀变为沙粒或者淤泥和溶解组份。化学风化作用几乎是热带气候条件下仅有的作用，它所提供的最大的相对稳定的颗粒是石英沙。碎屑在搬运介质中，必须有足够的稳定性，这样它们才能够以砾石的方式，在相当长的距离上进行移动，并且相继地堆积起来，或为庞大的沉积体。

然而，在河流或海洋环境里，由于撞击，由于陆上侵蚀作用而引起的机械作用以及化学风化作用，砾石经常处在破碎、加工和减小的过程中。上述撞击力的大小是粒度的函

数。这种撞击的作用只有在粗大的砾石处于运动状态时才具有意义，它们会使很小的砾石消失。这种由撞击引起的破碎作用在海洋环境中进行得特别强烈，因为在海洋中，物质有比河流甚至洪流更多的搅拌机会。由于陆上侵蚀引起的机械破碎作用在整个砾石的加工变化过程中都起作用。在寒冷气候下，机械破碎作用起了相当大的作用，这里的河流砾石可能是一些由冰冻崩解形成的撒落石块。这个过程同样发生在滨岸带环境中，不过要在非常冷的气候条件下才会发生，因为海水结冰要比淡水困难得多。化学风化作用发生在整个砾石被淹没时期，这种化学作用在河流中会比在海洋中起到更大的作用，海水腐蚀能力的变动范围比河水小，因为海水的组成相对地说来比较均一。在河流里，在那些唯一可以使砾石移动的急流里，砾石会在河床底长时间地停留。这时候，砾石就会被沙子磨光，并且被不断更新的水所腐蚀。在热带气候条件下，有机酸和特别活跃的低等生物也加入到上述化学作用中去，使砾石抗耐不住。在2—3公里的下游，甚至是石英或者石英岩组成的砾石也会几乎全部消失。在温带环境中，化学作用尽管弱些，但仍是不可忽略的。

最后，在冰川环境中，岩石碎屑得到了最好的保持稳定的条件。事实上，在搬运过程中，这种环境对碎屑的保存来说是相当合乎理想的，化学作用几乎没有，机械磨损更弱，除此以外，冰川对碎屑物的加工能力也比较弱。因此，小的砾石会在几百公里的搬运途中受不到磨损，这种情况在河流中是极少见的，即便有，也是由有数的几种岩石所形成的砾石，而在海洋中则是从来不曾有的。

c）同样地，对于确定流水搬运颗粒的有效大小来说，很多因素也都起了作用。

——譬如，流水所能搬运颗粒的大小既决定于下面所述的地形气候的机械作用，同时也决定于岩性。岩性是通过节理和裂缝的空隙起作用的，这些空隙可以引起岩石的风化和破碎，并决定在河流或海滩上原始碎屑颗粒的大小。显然，在那些由粘土组成的盆地里，洪流不能搬走砾石。同样，当岩石风化成几公分大小的碎块时，流水能切开岩石，而不能带走大的石块，即使它们具有足够的搬运能力也不能将这些大石块带走。而在和那些参与了破碎作用的气候因素结合在一起时，流水就会起主要作用，在那些流经片麻岩或花岗岩地区的现代热带地区的河流，气候尤其是这个联合作用的基本因素。反之，当这些河流穿过被分解成40—50公分的石块的伟晶岩脉时，河流则会流进石块中而没有流量和搬运坡度，即流水搬运能力变得更小。

——人们知道，流水携带颗粒的大小，取决于流水的携带能力。然而，这种携带能力不仅会由于水流速度，即坡度、流水床底的粗糙度和复杂性而变化，而且取决于流水的固体负载量。这种负载的影响是很大的。事实上，当流水搬运象淤泥、粘土一类的悬浮状态的细粒物质时，它的密度会增加，因而也就增加了它的粘滞性。这样，混浊水流在同样坡度和同等流量的情况下会比清水慢一些，但却拥有更大的搬运能力。因此，通过加入悬浮物质，原来的河流似乎就逐渐地、而且毫不中断地向泥流过渡，并且这种泥质流转变为泥浆的流动和泥流作用，从而流体的动力条件发生彻底的改变，在涨水时，很大的颗粒也能被搬运走，这种现象在某些山区和干旱气候条件下具有很大意义，在那里，暴雨往往猛烈地降落到植被很少的土地上。如在北非、美国西南部和中国北部就是这样的。人们有时似乎就得依靠这种现象来理解某种粗大砾石层（例如西欧的维拉方阶）的层位。最后，由于气候的微弱变化，由于人类垦荒或火灾引起植被衰退，可能产生更细的沉积物，而在地形平缓地区，例如高度仅有100—200米的丘陵地区，在其陡峭的山坡上，可能有粗大的沉积物堆

积。

d）因此，砾石层的存在要求一系列有利的环境，在这些环境中，气候比海拔高度更为重要。

——冰缘环境是在气候地形系统中对机械作用最有利的环境，因而也是产生砾石的有利环境。其次是河流环境，在河流里，强烈的碎裂作用会产生分米级粗大的石块，首先是寒冷带的河流环境，其次是在半干旱带的河流环境里，在散流下形成砾石的积水区，在那里，气候是决定的因素。

——与此相反，砾石层的存在和地形的关系则是很小的。实际上，在不利的气候条件下，即便是陡峭的地形也可能不产生任何砾石层。反之，在其它气候条件下，特别是在干旱气候条件下，即便是在坡度极缓、起伏不大的地区，如在平原或高原地区也会有很厚的砾石层。因此，在潮湿的热带气候或半潮湿的热带气候条件下，即便地形很陡，甚至山区，人们也只能在山脚下见到细的碎屑堆积物，而在相反的气候条件下，却能在平原或高原地区见到巨厚的砾石层。所以，根据粗碎屑堆积物叠置在细碎屑层的情况就推断当时地壳隆起的做法是鲁莽的。例如，用阿尔卑斯的隆起来解释巴黎盆地Perthois地方的巨厚第四纪碳酸钙砾石就是很轻率的。在细碎屑层上出现砾石层的情况常常是由于气候变化造成的结果，例如：从湿热气候向半干旱气候的过渡，从寒冷气候向温带气候的过渡。

——难道说由于造山运动所引起的地形隆起对其周围碎屑沉积物的岩相没有任何影响吗？当然不是，事实上，山脉形成之后，流水在其地形上的切割就指出了坡度的影响。化学风化是不利于机械侵蚀作用的，并且它们改变了地形形成过程中的平衡状态。但是，周围碎屑物只能解释为一定气候条件下的产物，更确切一些说，碎屑物是在植被不能强烈发展的条件下的产物。因此，应该说是山已经上升，发生明显的切割，并且这种抬升达到了足以限制植被发展的高度。但这需要很长的时间，大概几千万年的时间。例如在今天特别有利的气候条件下，要相当深地改变河流的沉积物相，应当有1000米的隆起。而在热带环境里，则应该有高度更大的隆起。然而，一般说来，气候的变化比这样规模的地形的变化要快得多。例如一万年就足以从武木冰期过渡到冰后期，也就是说，只要有这么多的时间就足以发生一个气候事件——使得沉积物发生巨大而极其急骤变化的气候变动。同样性质而且格外剧烈的变动肯定曾在第三纪及更古老的地质年代里发生过，这些气候变动对碎屑沉积物的岩相大概曾比造山期起了更加有利的影响，从时间上讲，后者经历的时间更长一些，从空间上讲，它们是更加地不连续和不规则些，所以，对于许多传统构造学的解释应当重新加以考虑。

e）总而言之，砾石层的存在，特别是河流砾石层的存在，乃是一个综合的现象，它反映了一个地区的全部地形的演化过程。当然，造山运动是整个地形演化的首要因素，而气候、植被、土壤则决定了分水岭的破坏、移动和流水的搬运。

2．古气候的恢复

气候恢复是通过两方面的研究进行的，一方面是古生物，另一方面是岩性。这种恢复工作常常是困难的、近似的和不确定的。不过，现在已有了一些可以用来测量某些古温度的新方法。

a）古生物标志——例如，在格陵兰有棕树叶化石存在的事实显然是在表示着：当时格陵兰的气候比今天要温暖得多；而在法国中部的洞穴里发现的驯鹿骨头则表示着这个地区过

去的气候要比今天寒冷得多，但从条件来说，生物群落的生境，当然没有或者很少随时间而改变，这样的看法是古生物学家通常可以接受的。同样，珊瑚礁的存在，或者贝壳动物或厚碳酸钙的壳体的存在则通常反映一种富含溶解碳酸钙的热带水环境，更确切一些说是一种水温在18°—36℃的环境，这个温度范围包括珊瑚生长的平均水温25°—29℃，这就是说，它们反映了一种热带或亚热带气候。古代红砂岩中的鱼似乎是同现代肺鱼的生活条件相似的，它们和现代肺鱼具有共同的解剖学基本特征，也就是说，它们是生活在半干旱的气候条件下的暂时性湖泊中的。植物树干中春材和秋材的存在显示季节的交替。而煤盆地炭化了的植物中看不到上述差别的情况则是指示着：这些炭化了的植物的生长条件是和现代的热带植物生长条件相似的，这些热带植物的树干中没有春材秋材之分，它们的性质是前后一致的。

b）岩性标志——除了砾石层提供的标志以外，某些岩石类型和岩性类型的组合所提供的标志也都是很好的气候标志。例如冰碛岩、擦痕石、漂砾、纹泥、黄土、冰川槽谷等等反映了邻近冰川甚至冰盖地区的气候，特别是揭示了早寒武纪晚期、奥陶纪晚期、上石炭纪和第四纪冰期的发生。盐类的沉积和煤盆地的情况也是这样，它们反映了热带气候。此外，磨光砾石和多面石，或者细纹石，不光滑的甚至是浑浊的沙粒、古沙丘等则是干旱气候的标志。

其它标志是那些保存在沉积层的古土壤提供的。事实上，许多在成岩作用过程中发生的现象都是在气候影响下发生的。特别是冰冻作用更是如此，冰冻引起了冰凝作用和泥流作用，这两种作用朝着两极的方向加强，在常年冰冻地区则减弱，而在后述地区中，这种寒冻作用在高山上仍是相当强烈的。在那些炎热而且潮湿的气候区，淋蚀作用和生物活动的影响增强，即向着赤道方向增强，这些作用有利于矿物的化学分解和溶解。在那些至少在一年中有一个季度蒸发作用/降水量的关系成正比的地方，也就是说，在地中海地区和草原沼泽地区里，蒸发作用会使得溶液沿着毛细管上升并形成盐壳。由此可见，每一种土壤类型都是在一定的气候类型的影响下生成的。当然，在成壤作用的复杂过程中还是存在着不少问题的。仅以某些沉积物的红颜色来说（即沉积物呈现红色的现象），一般是在指示着一种相当热的气候，即有几个月时间的干旱但也有大量的降雨的气候，也就是说，它们是在指示着一种地中海气候和赤道气候。

c）古温度的测量——古生物和岩性标志仅仅能分出寒带和热带气候，所谓热带气候和地中海气候等等。但，利用同位素的方法，可以以“度”来表示温度。这种方法是根据下述事实得出的，即生物贝壳或贝壳化石里的氧同位素 O^{16}/O^{18} 比值与贝壳生物所生活的水里的同一比值大小是一样的，而水中的 O^{16}/O^{18} 值是随温度的变化而变化的。目前，这些古温度的测量方法已被学者在沉积学中广泛使用。如果我们同意古海水中的同位素组成与今天海水的同位素组成一样的话，我们就可以据此推断平均古水温，例如侏罗纪时箭石生活的水温是17℃，渐新世有孔虫生活的水温是28℃。

Ⅵ、出露的陆地的岩石成分

人们知道，陆源碎屑层的每一种组份都是供给这个碎屑层的露头的岩石组成和矿物成分的反映。然而，在这个露头的矿物和岩石组成与其所反映情况之间并没有多么大的关联性。事实上，在碎屑发源地各种岩石露头的相对面积与碎屑物中各自相应的不同组份间不

存在一定的比例关系，之所以造成这种不一致的情况是因为由于各个地区占主要地位的地形-气候类型不同，各种不同的露头提供碎屑物的能力大小也是不同的，另外，性质不同的砾石其被搬运的可能性大小也互不一致，这也是造成上述不一致的原因。在各种不同情况下，各种露头所提供物质的被搬运的可能性大小也是互不相同的。

a）各种露头依照水流平均搬运能力的大小而供给某一级别碎屑的能力首先取决于气候。

譬如，在赤道气候条件下可能见到的砾石仅有硅质砾石或硅-铁质砾石，即在这样的地区中由那些抵抗化学侵蚀力最强的岩石生成的砾石。湿热气候带、岩石重叠地区的比较罕见的砾石和干热的、半干旱积水带的砾石全是由石英、石英岩、燧石、放射虫岩、硅质结核、铁质红土碎块或铝土矿碎块组成的，这些砾石的总量有时仅为露头面积的1%，甚至更少。事实上，砂岩分解成沙子，结晶岩或结晶片岩遭受腐蚀或被分解成颗粒，石灰岩全部被溶解，玄武岩、辉绿岩、闪长岩和粗玄岩直接地或间接地由分解的石块风化成粘土。因此，是气候和岩性这两种因素结合在一起控制了河流冲积物里所出现的不同岩石的比例。在海洋沉积物中，情况也是这样，只是程度比较小一些而已。与此相反，地形因素的影响则只占次要的地位。

b）不同岩性砾石的被搬运的能力取决于每种砾石在介质中的稳定性和依其大小为转移的分选现象。

事实上，落进流水中并被流水搬运的碎屑同时还受到机械的和化学的作用。我们可以看到，在湿热环境中进行的、最强大的化学作用只需在几公里的距离内就可以把硅质砾石侵蚀光。此外，砾石还受到撞击、被沙子和淤泥磨光，在陆上的洪流中发生碎裂。再和化学作用结合在一起，这种机械作用就会把岩石的软弱部分侵蚀掉，使它们逐渐变小。到了某一个时刻，这些岩石就只剩下了一个坚硬的内核，这个残留的结核具有一定程度的相对的抗蚀性，使得它们能够在被搬运的途中不再遭受新的更大的损失。它们只能够由于磨擦作用而非常缓慢地减小。不过，这种相对抗蚀性的大小是随着岩石特性、搬运介质和气候的不同而改变的。在湿热地带，石英的抗蚀性可以在细沙至淤泥间建立平衡，在海洋环境中，由于强烈搅动的原因，使得颗粒减小成粉末或者成为不稳定的岩石沙粒，例如页岩和软的砂岩。在温带河流的环境里，这种抗蚀性变化更大，某些比较坚硬的岩石会形成较大的颗粒，另一些则较小。那些由相对抗蚀性较强的岩石（例如某些温带河流中的坚实的砂岩构成的砾石）会受到分选。由于出现的基本上都是一些较大的颗粒，所以只要流水搬运能力一减小，大的颗粒就不能被搬运了，因为，它们在岩性鉴定方面的重要性也就迅速地降低了。

c）最后，颗粒开始运移时的原始大小的差异、搬运过程中的体积减小和淘汰的现象是会随着搬运距离的增加而加多的，所以，随着所探讨的粒级的不同，所观察到的岩性会有很大的差异，它们所反映的碎屑源地的物质可能是互不相同的。与此相反，对比碎屑沉积的岩性和观察到这些碎屑沉积的盆地的性质则可以使我们了解到很多东西。

结　论

尽管存在一些局限性和暂时的不足，遵循沉积学和生态学的观念，并经常不断地参照

对现代沉积环境的进一步研究所获得的知识，古代沉积环境的鉴别还是很有希望和非常可能的。有理由认为，这种鉴别是一个必要的阶段，是一个恢复古地理和理解地质历史的阶段。

第三篇的参考书目

ALLEN, G. P. et KLINGEBIEL, A. — La sédimentation estuarienne : exemple de la Gironde. *Bull. Cent. Rech. Pau.* S.N.P.A., 1974, 1. 8.

BLANC, J. — *Initiation à la Géologie marine.* Doin éd., Paris, 1972.

BOUMA, A. H. et HOLLISTER, C. D. — *Deep Ocean bassin Sedimentation.* S.E.P.M. Pacific section. Los Angeles, 1973.

BOURCART, J. — *Problèmes de Géologie sous-marine.* Masson éd., Paris, 1958.

CAYEUX, L. — *Causes anciennes et causes actuelles en Géologie.* Masson éd., Paris, 1941.

ERHART, H. — *La genèse des sols en tant que phénomène géologique.* Masson éd., Paris, 1956.

GUILCHER, A. — *Morphologie littorale et sous-marine.* P.U.F. éd., Paris, 1954.

HECKEL, P. H. — *Recognition of Ancient Shallow Marine Environment.* S.E.P.M., *sp. pub.*, 1972, n° 16.

HEEZEN, B. et THARP, M. — Map of the Atlantic Ocean Floor. *National Geographical Magazine.* 1971.

HSU, K. J. et JENKINS, H. C. — Pelagic sediments on land and under the sea. *Pub. sp.*, 1973, n° 1 *de l'Int. As. of Séd.*

KEITH RIGBY, J. et KENNETH HAMBLIN, W. M. — Recognition of Ancient Sédimentary environments. *Sp. pub.*, 1972, n° 16 *of the Soc. Econ. Pal. and Min.*

LAPORTE, L. F. — Reefs in time and space. *Pub. Sp.* 1974, n° 18 of the S.E.P.M.

LISITZIN, B. P. — Sédimentation in the World Ocean. *Pub. sp.* 1972, n° 17 *of the Soc. Econ. Pal. and Min.*

MIDDLETON, G. V. — Primary Sedimentary Structure and their Hydrodynamic interpretation. *Sp. pub.* 1965, n° 12 *of the Soc. Econ. Pal. and. Min.*

POTTER, P. E. et PETTIJOHN, F. J. — *Paleocurrents and bassin analysis.* Springer-Verlag, Berlin, 1963.

POUEYTO, A. et WINNOCK, E. — Talus continentaux sédimentaires et progradation. *B.S.G.F.* 1975, n° 4, t. XVII.

SCOLARI, G. et LILLE, R. — Nomenclature et classification des roches sédimentaires (roches détritiques terrigènes et roches carbonatées). *Bull. B.R.G.M.*, n° 2.

STANLEY, D. J. et UNRUG, R. — Submarine Channel Deposits, Fluxo-turbidites and other indicators of Slope and Base of Slope environments in Modern and Ancient Marine Bassins. *Sp. pub.* 1972, n° 16 *of Soc. Econ. Pal. and Min.*

TRICART, J. — Données sur l'utilisation paléogéographique des cailloutis. *Eclog. Geol. Helv.* 1958, vol. 51, n° 3.

TRICART, J. et CAILLEUX, A. — *Introduction à la morphologie climatique.* S.E.D.E.S., Paris, 1965.

第四篇 海侵、海退、造山运动和地层学

中断了沉积地层的大的不连续性和这些岩层所表现的岩相变化，向地层工作者显示了在地质时期内海陆分布的变化，即海进和海退的存在。而且，这些中断和岩相的这些变化能够显示、并使我们能够估量出构造运动在这些变化中所起的作用，说得更确切些，它们可以使我们估量出大地构造对沉积作用的影响。

第八章 海侵和海退

在地质时期内，海陆分布所发生的变化，有时对海洋有利，有时对陆地有利。而且，在这种变化期间，海陆界线并非是固定的，同一个地带可能是被海洋占据和消失的处所，或者是陆地占据和消失的处所，也就是说，它可能是一个海侵或海退的系列。

A. 海 侵

海侵及其形态可以通过沉积物的研究（即研究在它们发育过程中所逐渐堆积起来的沉积物）而查明。也就是说，通过被称为海侵系列的研究而查明。另外，通过这种海侵系列的研究还能够查明几种类型海侵的存在。

I、海侵的概念

海侵是一种海洋向陆地方面推进的现象（图84）。因此，它是古地理的一个重大改变。人们称海侵的方向为海岸向陆地移动的方向。

海侵会产生一个新的沉积盆地，后者中有一部分迭置在这次海侵的沉积盆地上，形成一个在时间上说来是延续的、也就是继承的部分，而另一部分则迭置在海洋覆盖的大陆地带上。堆积在新的海盆地里的沉积物叫海侵沉积物，其总体组成一个系列，叫海侵系列，而堆积作用进行的地区叫海侵区。在海侵区中的海洋方面的地带，海侵地层通常同下面的被侵地层保持连续关系。与此相反，在海侵中被淹没的陆地上的地带里，海侵地层与被海侵的地层则由一个不连续面分开，这个不连续面是一个古侵蚀面，一个古地形面，这个不连续面有时可以通过海侵前的大陆沉积物反映出来。

在被淹没地带形成的这种不连续性伴随有地层的缺失，后者的程度大小取决于海侵前大陆时期的长短，取决于在这个大陆时期中侵蚀作用的发育程度，取决于相应的大陆沉积作用的大小。而且，如果区域存在明显的构造现象的话，那么，与不连续面相对应的或者是角度不整合，或者是沉积在结晶岩石上的不整合（discordance sur roches cristallines）。如果区域仅仅遭受大范围的变形，即这种变形只是发生非常缓的倾斜的话，那么，与这个

不连续面相应的仅仅是一个地形不整合（discordance cartographique）。如果没有任何变形发生的话，那么，与不连续面相应的仅仅是一个冲刷不整合（discordance de ravinement）。最后，根据过去地形面的突起和洼陷在侵蚀作用下的变动大小，不整合面可能是一个平面，它在很大范围上都是水平的，即一个准平原或侵蚀平原，也可能是一个具有古突起和古洼陷、甚至还具有保存得比较完好的古水系痕迹的不规则面。然而，当我们所看到的是一个非常古老的地形面或者在很大范围内遭受海侵时，这样的古突起和古洼陷只是在很少的情况下才能具有某些指导意义。

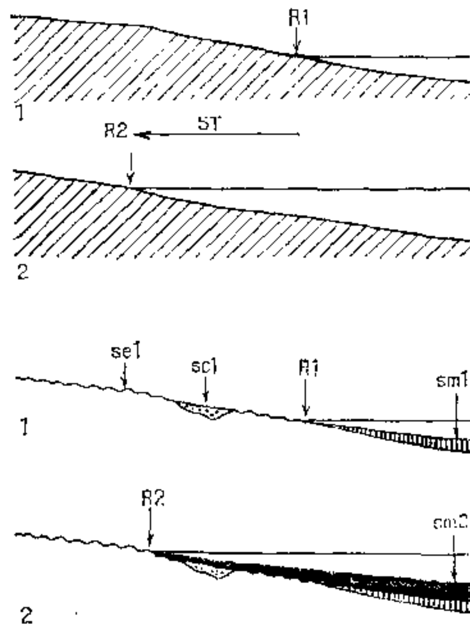


图 84 海侵剖面图式

当海洋向陆地推进时，海岸由R_1进到R_2，这两点决定了该次海侵的方向ST，在这次海侵以前形成的海洋沉积物Sm_1、侵蚀面Se_1和大陆沉积物Scl被那些在扩大了的海盆里堆积的海洋沉积物Sm_2所覆盖。这样，侵蚀面Scl就成了一个不整合面，而与此同时，在成为海侵区一部分的沉积物Sm_1和Sm_2则可能是互相连续的

Ⅱ、海侵的主要类型及其原因

在通过沉积岩的研究可以确定的各种海侵中，有些规模较大、可以达到很大范围的海侵称为普遍海侵，其它的海侵仅仅是局部的延伸。但是，所有的海侵都是古地理的变化，而这种古地理变化进展的时间至少要延续几百万年。因此，我们不能简单地说海侵是陆地被侵占，自然界提供了现在和历史的景况，例如，1953年元月31日到2月1日的特大风暴，风以每小时160公里的速度吹刮，海浪从北海拥进荷兰海岸，灌入河口区，淹没了村庄、田野和岛屿，搅乱了沙丘，推倒了堤坝，并滞留在围海圩地里，这些被浸没的巨型石柱、庙宇或森林，就像被海洋淹没了一样。虽然按照我们人类的眼光看，这样的景况可以说是令人惊心动魄的，但从地质年代看来，这样的海侵还是非常短暂的。

1．普遍海侵

这些海侵从它们的延伸范围来讲其规模是非常巨大的，可能是全球规模的。人们知道，在地质历史的某些时代里，广阔的大陆地面曾经被淹没。例如，晚白垩纪时的海侵就是这样的，那次海侵的规模大极了，只有极少的地区没有遭受到海侵，甚至自前寒武纪以来一直是陆地的非洲地盾也没有逃脱。晚古生代的海侵也是同样的情况。令人感到奇怪的是，伴随着这些普遍海侵的海生动物始终呈现出浅海甚至滨岸的特征，并且这样形成的水层是比较浅的，另外，与这次海侵有关的海岸看来是按照这样的程序前进的，即它们先后经历了几次海侵，几次停顿，在最后一次海侵时保持它们最靠前面的位置。再者，这样的海侵似乎是没有较大的中间停顿，因为，如果陆地被淹没，那么，通常陆地是准平原化的，或至少是已经老化了的，它们已经达到稳定阶段，其位置已经临近零标高线。

2．局部海侵

正如它的名称所指出的，局部海侵只覆盖了相对有限的地区。与此相应的海侵系列可以呈现出几种不同的类型，这些不同的类型可以根据被淹没的形态、其稳定程度、它在地质构造中所处的位置、以及地质构造的某些特殊的形态而相互区分开。

有一些海侵是借助于一些局部沟谷和暂时性沉陷地进行的，这些沟谷和沉陷地平行于原已存在的或正在形成的构造方向，这些沟谷构成了海峡或海湾。这种沟谷的被侵占有时是比较迅速的，从一开始就达到了最大程度；另外也有时是渐进的——它们断断续续地出现在一个程度不等的，比较长的时期里。有时候，这种侵占乃是由于海湾逐渐发展的结果——在两个狭窄的指状海湾中，有一个狭窄的海湾朝向另一个狭窄的海湾逐渐发展。两个海湾从同一个沟谷的两个顶端向前发展，但它们并不是总会合在一起。在这种情况下，两个会合的海湾的演化很少是一致的，或者被淹没的范围不一样，或者前进与停顿的步伐不一致。这种局部海侵的例子很多，特别是侏罗纪开始时在西阿尔卑斯的多菲内海沟的形成，在中新世时阿尔卑斯周围海湾的形成，在侏罗纪和晚白垩纪比利牛斯山下北部海湾的形成等等。

其它的海侵淹没了变形地区和一些已固结、比较稳定的地区包围的局部沉降地区，像在中生代和第三纪时，巴黎盆地和阿基坦盆地被淹没就属于这种情况。这样的海侵叫做陆间海侵。许多这样的陆间海侵是在海已经存在的地带和差不多相似的条件下沿着几乎相同的方向发展的，在这种情况下，从一个时代到另一个时代，仅仅是淹没的范围大小有变化。例如第三纪时巴黎盆地的海侵就是这样的，该次海侵是在中央高原和Armoricain高原及构成了浮日山脉、阿当山脉和阿尔瓦褶皱带之间，沿着侏罗纪和白垩纪时海侵的SE—NW方向的轴前进的。

某些局部海侵是由于海对陆地的逐渐地但又是短暂的占领而发生的，海侵从陆间盆地或者沉降过程中的洼陷逐渐发展，并达到大陆周围很窄的边缘，人们称这样的海侵为边缘海侵。

此外还有一种海侵，这种海侵并不是侵入到干涸的表面上，而是侵入到一些布满湖泊或沼泽的地带中。这样的海看来是由于那些在此之前把湖泊或沼泽带和附近的大海隔开了的沙坝的消逝而生成的，这样形成的海只不过是以海水代替了湖泊和沼泽的淡水，甚至可能仅仅是淡水里涌进了海的盐水而造成的结果。这种类型的海侵只能根据海生动物岩层迭置于湖生或沼生动物岩层之上的情况辩认出来，而这些岩层通常在岩性上都是连续的。例如，在Bas Languedoc始新统的沉积层就属于这种情况。

最后，人们有时所谈到的海侵，更确切地说是大陆的海侵，当大陆的沉积层不整合地覆盖在其基底岩层之上时，例如，山前地带的积水区沉积层就属于这种情况。不过，最好不要滥用这个术语，一般所述的海侵应只是根据以下沉积物判断出来的海侵，即：当海洋前进运动时在水下堆积的沉积物，或者地地道道地在湖岸堆积的沉积物。

3. 海侵的原因

当看到存在于两大类海侵之间的差别和每种类型海侵的特征以后，自然会对这种现象的成因产生疑问并做出一些解释。

局部海侵的原始特征似乎有一大部分都和下面这一点有关，即它们都在不同程度上紧靠着地壳中的造山变形地带，或者它们就处在那些发生了这种海侵的造山带内。因此，这是一些在造山带内一阵阵地突然发生的沉陷，在这类海侵发生的同时，临近地带则是造陆

运动的上升地区，或者是发生了振荡运动的所在，这样的振荡运动影响了造山运动带附近的不同程度的固结了的沉积层，可能就是因为这样的振荡运动形成了洼地、沟谷和陆间盆地——在不同程度上被所谓的局部海侵侵占了的洼地、沟谷和陆间盆地。当时，自由水体只是在这样形成的低洼地带出现时逐渐地侵入到它们中间。因此，各种变形都显然是和造山运动相关的。局部海侵本身也是和造山运动相关的。所以，人们也把这样的海侵称为构造成因海侵。

与此相反，每一次的普遍海侵则几乎都是同时在一些被看作是固结已久的稳定地区进行的，海侵发生时，这些地区已不是与造山运动有关的任何变形的所在地，它们发生的原因显然和局部海侵不同。人们认为，每次普遍海侵海平面都发生了一种纯粹的、全球性的升高，因而称其为海面升降的海侵（transgression eustatique)。但，这样的海面升降的原因还有待于研究。人们可以用冰川融化（如第四纪时发生在阿尔卑斯和斯堪的纳维亚的冰川融化）来解释它们。人们知道，这至少是斯堪的纳维亚局部海侵的原因。这种假说是和下面的事实一致的，即如果现在两极的冰融化并且均匀地分布到整个洋面的话，则目前储存在两极的冰中的水量就可以使海平面升高90米左右。但是，这种假说只能用来解释那些在有大冰川出现、发展的特殊情况下突然发生的海侵。因之，它不能解释在晚白垩纪和石炭纪所发生的巨大的海侵。所以，在没有找到引起海水体积变化原因的情况下，就应当从那些与地壳的行为有关的现象（例如，地球的收缩）去找原因。总之，不管海侵是普遍的或者暂时的，它们的出现都可以看作是地球内部活动的反映。

Ⅲ、海 侵 系 列

对那些在海侵过程中堆积起来的沉积物进行研究以后，就可以确定海侵的模式，即海侵的方向，其渐进性、海岸先后达到的位置和它的最大的扩展范围。对此，人们所掌握的资料，有一些是所研究的海侵系列相继岩层的几何特征，另一些是构成这些岩层的沉积物的相的特征。当然，对这些系列观察得越仔细，这些资料就会越丰富。如果参考一个表现垂直于边缘海海岸线的剖面的半理论性模式的话，就可以比较容易地对这些资料做出解释。在这个半理论性剖面上可以忽略浅海带、半深海带和深海带之间坡度的突然变化，以及由这一带到那一带沉积物厚度可能发生的变化。

1. 几何特征

一个海侵系列的基本特征取决于下面的情况，即在一个海侵过程中，也就是说在海洋的逐渐前进的过程中，在前的海岸被在后的海岸超覆，在前的沉积物被正在堆积的沉积物所固结的情况。这些特征可以从剖面图上辨认出来，也可以从地质图上辨认出来。

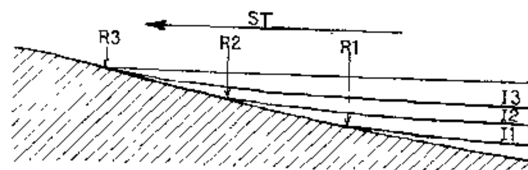


图 85 一个海侵系列剖面图上的等时面I1、I2、I3，海侵斜面，先后的海岸R1、R2和R3及相应的海侵的方向ST

这个海侵系列的几何特征表示：在时代1之后不久，海岸从R_1转为R_2，所堆积的沉积物使时代1以前堆积的沉积物斜面石化。同样地，在时代2之后，堆积的沉积物斜面也一直在变化

在剖面图上，用来估量所经历的时间长短的、作为标记的相继等时面与海侵地层顶面相比是倾斜的（图85)。这种倾斜规定了一个斜面。后者上面的每一个点代表了大海在相应的等时面所标示的时刻所

达到的海岸。其连续性表示海侵的渐进性。它在空间上和时间上的展布可以确定这次海侵的方向。

在地质图上，等时面是由其与地形面的交线，即等时线来表示的，在这样的图上，与海侵地层相关的等时线对于把它们和海侵地层总体隔开的分割线说来也是倾斜的(图86)。倾斜面是观察剖面上的倾斜面在地质图上的投影，倾斜面上的点是在相应等时线所标示的时刻里海所能到达的海岸。连接与这个等时线相关的所有倾斜面的点，就可以初步画出这个海岸。当然，这样得到的草图是不符合实际情况的，因为它所包括的、仅有的一些可以直接观察到的真实的点都是它所依据的斜面上的点，另一些则没有被观察到——有的是因为受到侵蚀作用而被破坏，有的是因为被更新的地层所掩盖。另外，这个草图所依据的真实点越多越密，则草图就越能使人满意。最后，当在一个地质图上可能画出与同一次海侵相关的几个相继海岸时，那么就可以确定这次海侵的方向、评价其渐进性和辨认从一个时刻到另一时刻海侵的扩展范围。

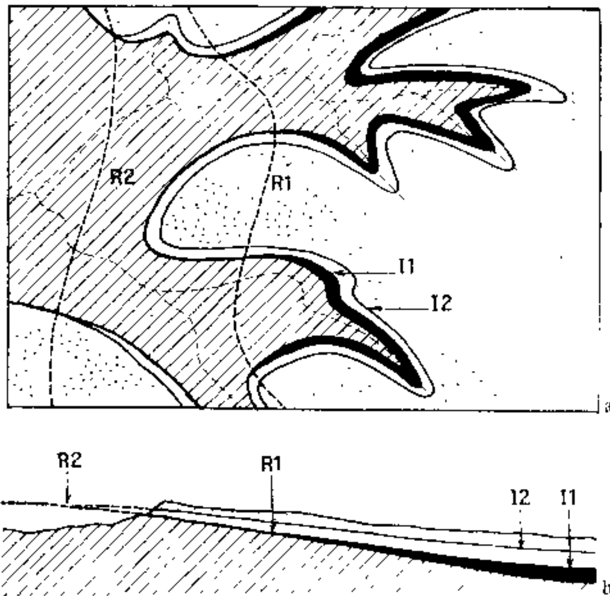


图 86 图(a)所示地区一个剖面上的等时面I1、I2，海侵面和先后的海岸R1、R2以及地质图(b)上的等时面I1、I2，海侵斜面和先后的海岸R1，R2

总之，这样出现在剖面图和地质图上的相继的斜面是逐层超复的，从较老到较新，一个超复在另一个之上，而整个系列则超复在基底之上。因此，这些斜面反映了人们称为海侵系列的渐进性。这就是渐进的斜面。只有当海侵的进展速度相当缓慢时，这种渐进性才能观察到。反之，当海侵是迅速地、一下子完全出现的时候，如那些临时出现在广海上的浅滩被淹没时，人们就无法观察到这样的渐进性。因此，可以区分出徐缓的、足以产生渐进斜面的逐步海侵和不产生渐进斜面的似乎是瞬时的海侵。

2．岩性和岩石特征

海侵系列的基本的岩性和岩石特征取决于海侵的每一个时刻里陆相沉积物、过渡带沉积物和各种类型的海相沉积物相对于海岸的分布情况，后者和这些沉积物相对于现代海岸的分布情况是一样的；此外，它们还取决于在这样的海侵过程中，已经分布的沉积物在海岸相同方向上的移动（图87）。换句话说，当海岸在海侵过程中移动时，与它相关联的相的分布位置也在同一时刻在同一方向上迁移。这种迁移就会使相在水平方向上和垂直方向上逐渐发生变化，后者的情况是这样的，即：由每个相所限定的沉积体的面同等时面相比是倾斜的，并朝着海侵方向倾斜。这些变化反映了：随着海侵的发展，海侵区内每一个地带都在逐渐加深，一个地带离海岸的距离也在逐渐增大。这些变化是海侵系列的特征（图

88)，对海侵说来，这些变化是合乎逻辑的。

这样，在一个海侵系列中，假定相应的海侵并没有被海退迅速中断的话，那么，从下往上就会依次有滨海相沉积物、浅海相沉积物、半深海相沉积物以及至少原则上有深海相沉积物。而且，作为系列开始层的滨海相沉积物常常是以不连续的方式，有时甚至是以不整合的方式堆积在下面的海侵地层之上，并且常常加进了一些经受改造的组份，这些组份与其它成分不同，它们的颗粒大小在不同情况下是互不相同的。这些组份可能是前进中的大海所越过的滨外沙洲中的砾石。在这种情况下，这些砾石组成了所谓的海侵底砾层。但，这样的底部砾石层只出现在那些事先遭受了强烈侵蚀并产生砾石的淹没地区，也就是说，只是当这个地区处于某种不稳定的位置时才会产生。而如果淹没地区事先是准平原化的，并且是稳定的话，那么就不会存在底部砾石层。例如，在 Morvan 边界处，在那些不同程度的花岗岩质的海西基底上，中生代海侵地层底部只有长石砂岩，这些长石砂岩是由一些花岗岩质的风化粗沙（下面的花岗岩在海西运动之后遭受风化作用所形成的花岗岩质风化粗沙）生成的。此外，底砾岩的存在与否也是一个气候问题。譬如，在热带气候（大部分中生代和新生代都具有类似的气候）条件下，砾石是很稀少的，它们的产地仅仅局限于沼泽地带的最干燥部分。在这些地区中，甚至在陡崖脚下和强烈上升地区，海滩沉积物也只有沙子。因此，底砾岩通常都是在相当特殊情况下聚集而成的。对海侵系列的底部说来，没有任何形式的固定规则。

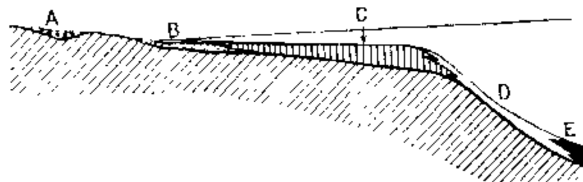


图 87　在某一段时期里，存在于陆地及其附近海域的沉积物层中的主要的相的横向转换

A 为大陆沉积物；B 为过渡带沉积物；C、D、E 为海洋沉积物（C 浅海的；D 半深海的；E 深海的）

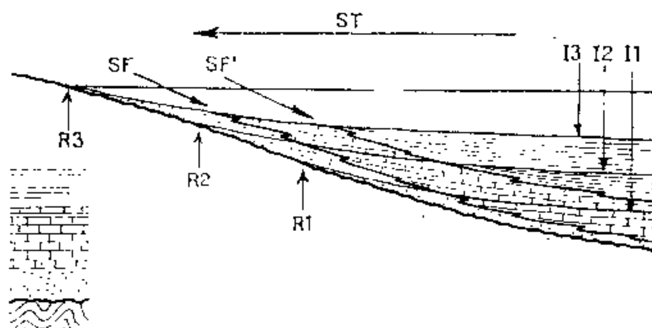


图 88　一个海侵系列的剖面图式

D 为系列的基底不连续面；I1、I2、I3 为相继的等时面；R1、R2、R3 为与先后几次海侵作用相对应的海岸；SF、SF' 为相的向横转换面。按照瓦尔特定律，在这样一个海侵系列中，相在盆地中的每一个点上沿垂直方向上的演化情况与这段时间里盆地内从海岸开始的沉积物的演化情况相同

总之，仅仅根据一个岩性剖面就可以查明曾经发生过一次海侵。而如果将足够远的两个剖面相互比较，则还可以确定海侵在横切面（这个面就是海侵所确定的）上的方向，并且，根据一定数量的露头知识可以得到海侵所产生的沉积盆地历史的总体景象。因此，从较少的露头入手，根据岩性和岩石的实际资料能够得出比几何形态更普遍的结论。

B. 海 退

和海侵一样，海退也是通过对它们所发展的、逐渐堆积起来的沉积物的研究、即通过对相应的海退系列的研究而查明的。

I、海退的概念

海退是海对它所曾占据地方的抛弃。因而，它也是一种大的古地理的改变。在海退过程中，沉积物会逐渐地在海盆地里堆积起来。人们称这些沉积物为海退沉积物，其总体构成了所谓的海退系列。

像这样的海洋把一块地方抛弃的情况可以想象为一种撤退，即这部分水面的定向的、逐渐地减小，在这个撤退过程中，海洋沉积物被一个接一个地抛弃在大陆上，并常常遭受侵蚀，并且被侵蚀作用不同程度地彻底破坏（图89）。人们把与海退相应的海岸移动的方向称为海退的方向。这个抛弃也可以设想为不是一个海域的、不同程度的、长期的定向撤退，而是由于蒸发作用而原地消逝了，在海退过程中，由于区域总体的隆起作用，在深度逐渐减小之后，形成了一些零星的、程度不等的巨大的泻湖（图90）。这时候，在那些被

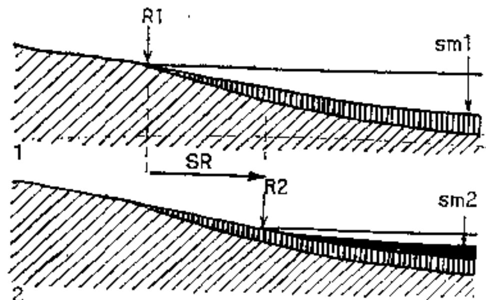


图 89 在一次海退情况下的海退图式

文字说明同图84

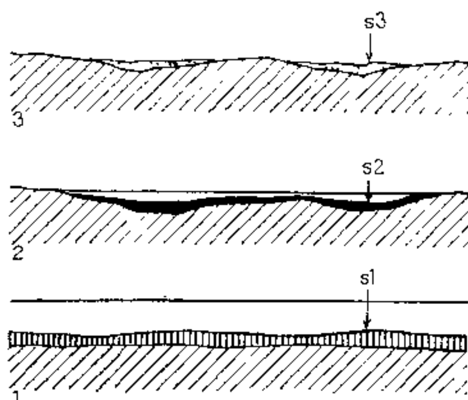


图 90 在海的原地消逝情况下的海退略图

S1：浅海沉积物；S2：泻湖-湖泊沉积物；S3：大陆沉积物

抛弃在大陆上的最新的海洋沉积物中会含有蒸发盐，这些盐类是已消逝的海洋的最后残遗物。已知的许多海退都是这样完成的，地层中所包含的一些规模较大的蒸发岩层都是由于海退而生成的。例如三叠纪时在欧洲和非洲所发生的海退，或者晚白垩纪普洛旺斯造山运动前夕在下普洛旺斯（Basse Provence）发生的上升运动就都是这样的。当然，在这种情况下，人们就不能说海是朝着什么方向撤退了。看来，至少在某些情况下，由于蒸发作用，早在一段海域消逝之前，当海洋深度减小时，海洋早就呈现后退的形势了。例如，西欧在三叠纪时，沉积了深水沉积的壳、灰岩统的海转变为比较广阔的沉积了泻湖堆积的考依波统的海，然后由于蒸发作用，以形成大量的盐类沉积物而告终。因此，在三叠纪海消逝之前有一个最后阶段，也就是说，发生了一次地理意义上的海侵。换句话说，在几何形态上，考依波统表现为海侵，而在其相的特征上是海退。

总之，大多数海退，更确切地说，经常从一个点到另一个点深度不规则的减小构成的原地消逝的海退，显示了振荡运动、差异抬升运动和各种变形的结果，也就是说构造运动本身所引起的变形的结果。因此，这种海退与海侵被称为局部的。

Ⅱ、海 退 系 列

研究海退过程中所堆积的沉积物可以确定海退的形态，特别是海退的渐次性、速度、撤退的方向（如果它是定向撤退的话），以及海洋发育的最后阶段（在海洋原地消逝前的最后阶段）意义如何。然而，由于海退过程中的相继的侵蚀作用，而且侵蚀作用经常会立即破坏了海退的证据，要想确定一次海退中海岸每个阶段所占据的位置是有困难的。为了很好地进行这种研究，所掌握资料的多少也取决于对海退的几何形态和构成海退系列的岩层的相的研究程度。

1．几何形态的特征

当有海的撤退特征时，与海退地层相关的相继等时面原则上可以确定出一些斜面，斜面上的每个点相当于这次撤退的每个阶段中海岸所占据的位置，它们先后排列的次序指示着海退的方向（图91）。实际上，这些可以代表相继阶段的、被海退抛弃的海洋沉积和过渡带沉积，常常被侵蚀作用破坏。因此，实际上不可能确定海退时的先后的海岸。在最好的情况下，也只能查明大陆沉积扩张范围的相对增长量。同样地，当所研究的海退是原地消逝时，大陆沉积物的出现可能仅仅能够说明：在显示海退现象的每一个地带中，这种消逝是否大致为同时发生的。

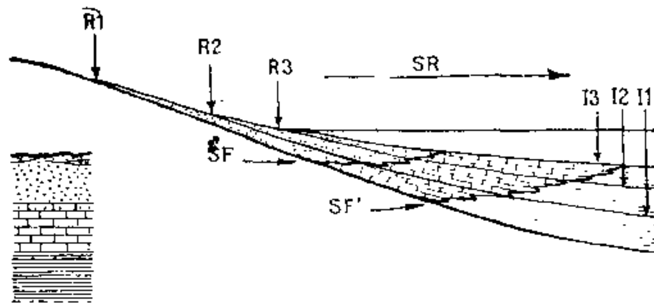


图 91　一个海退系列的剖面图式

I_2、I_2、I_3：相继的等时面；R_1、R_2、R_3：与先后几次海退相对应的海岸位置；SF 和 SI'：相的横相过渡面

2．岩性和岩石特征

当海退运动发生时，海岸和在海侵时一样，同时发生移动，即沿着与其有关的相的分布带的同一方向迁移（图91）。

这样的迁移决定了相在垂直方向上的变化，在一个点上，从下往上，海相沉积物所代表的深度越来越小，陆相沉积物越来越多，然后，倘使撤退的海是被抛弃的海，紧接在上面的常是一些富含蒸发岩的泻湖-湖泊相沉积物，在海岸后面是泻湖沉积物（那里的湖水后来就蒸发掉了），最靠上的是大陆沉积物。相在垂直方向上的变化与其在水平方向上的变化所规定的沉积体的平面（由表现出来的每个相所确定的平面）与等时面相比是倾斜的。它们在海退范围扩大的过程中是向大陆方面倾斜的。这些水平方向和垂直方向上的变化反映了海退过程中海水深度的逐渐减小，以及在此之后的海洋消逝和陆地的就位。这就是海退系列的特点。实际上，在所见到的沉积岩里，这样的变化是几乎不能全部观察到的，与大陆时期（由于海退而引起的大陆时期）相关的侵蚀作用常常主要是将那些可能代表海退最后阶段的地层破坏（图92）。一般说来，一个海退系列只能通过几个没有受到侵蚀作用的完整的垂直剖面表示出来。与此相反，和在海侵系列的情况里一样，有时候一个单独的岩



图 92 由海进系列A、B、C、D和海退系列A′、B′、C′、D′叠置构成的总体剖面图式

点号表示滨海沉积物；A′、B′、C′、D′为海退之后的侵蚀作用破坏了被抛弃在大陆上的一大部分沉积物，一直到A、B、C、D海进发生之时为止

性剖面就可以查明一次海退，有时候仅仅根据几个剖面就能得到海退过程中盆地总体的景象。

总之，和在海进系列一样，在海退过程中形成的海退系列里，相在垂直方向上的演化基本上反映一个顺序，这个顺序在水平方向上也同时出现，在这个顺序中，每一个沉积层分别相当于这个系列所反映时代中的一个时期。因此，仅仅根据一个垂直剖面就可以判断出海进或海退岩层在水平方向上的演变情况，即当恢复盆地海进或海退历史所掌握露头不足时，可以根据垂直剖面的情况来补充。学者根据海进或海退系列内相在垂直方向的演化和水平方面演化之间的这种关联性确立了一个定律，这就是相的相关定律，或瓦尔特定律。

当海由于蒸发作用面消逝时，相的任何横向变化一般说来都是看不到的。相反地，在撤退性质的海退系列中，相在横的方向上具有和垂直方向上方式相同的演化，即在消逝过程中，海的深度减少方向和有一定数量蒸发岩的大陆呈现的方向上，相具有同样方式的演化。因此，在这种情况下同样可以仅仅根据一个局部地方的剖面查明这样一种海退，另外，根据一定距离的几个剖面就可以判断海退的可能的模式。

C. 海进和相继的海退

当海洋或陆地在同一个地带相继发生占领和丢弃的时候，就会有一个海侵接着一个海退，然后，由海退形成的陆地就会被新的海侵所淹没，这样地继续下去。一个这样的连续，经常可以在海侵前锋观察到，而这个海侵是以犬牙交错形状逐渐进行的，在这个过程中，上述海侵前锋的位置在不同的时期里是互不相同的。在每个时期中，海侵前锋的扩展只是局部的。另外，海侵时，占领对丢弃占优势，是从海侵的占领和丢弃的不断统计中得到的。这样的连续性也可以从整个沉积盆地的规模及占领地区对丢弃地区的补偿情况看出来，这就属于区域性的扩展。学者根据各种不同情况下、海域或陆地在同一个地点上相继占领、丢弃的情况得出了沉积旋迴的概念和沉积旋迴系列的概念。

Ⅰ、沉积旋迴的概念

当堆积了海退系列的一次发生在前的海退作用和一次发生在后的、堆积了海进系列的海进作用相连续时，这种情况称为沉积旋迴（图93）。另外，人们也把在这个连续过程中堆积的沉积物总体叫沉积旋迴。因此，一个沉积旋迴是通过一套沉积层表现出来的，或者说，它包括着一套沉积层，这个沉积层的底面和顶面是两个不连续面，每个不连续面相当于一次海侵。最后，沉积旋迴的连续性还反映着那些曾经决定和制约了沉积作用的某些参数的旋迴演化过程。

用旋迴这个词来表示海进和海退相继发生（每种作用都产生了沉积物）常会受到理所应得的批评。事实上，旋迴的概念表示在旋迴的末期又回到了旋迴开始时的情况，或者表示在所有点上，旋迴末尾所建立的条件和旋迴开始时所建立条件都是一致的。然而，一定的地质事件的发展条件是随着时间而改变的，因而，人们至多只能认为事件的周期性的重复只是大体一致的。然而，由于长期使用的原因，人们还保留旋迴这一术语。

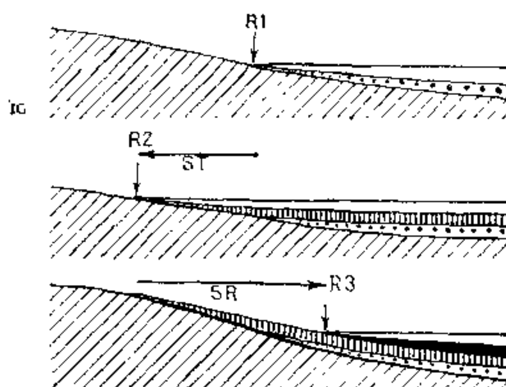


图 93　一次海进和与其相继的一次海退的剖面图式
图例和文字说明与图84、图89同

另外，按照传统上所解释的沉积旋迴的经典含义，由于重复的海进和海退造成的大量沉积系列，其所表现的旋迴特征是有一定限度的。实际上，按照这种经典的解释，在沉积系列内部所查明的岩性系列的程度不等的有规则的重复，仅仅是海进和海退时大的古地理变化所确定的。然而，除了上述变化以外，其它不太主要的因素也可能产生旋迴的沉积系列。例如气候的变化，或者与沉积现象本身有关的其它因素的变化（如决定复理石沉积特征的因素）等，此外，象经常导致浊流发生的地震等大地的因素也可能参与沉积旋迴的形成，再者，按照这种传统的解释——对由许多沉积系列所表现的旋迴特征所做的传统的解释——沉积旋迴的范围常会被规定得很大——旋迴的周期常会被扩展为一个阶甚至是一个系，即千万年之谱，而很多沉积系列所表明的旋迴其水平延伸度是比较有限的，其周期要短得多。最后，按照传统的解释，海只是在海域中有沉积旋迴，而沉积旋迴的陆相堆积物也是同样存在的。总之，我们必须根据一个连续的一定顺序的岩性资料的特征把沉积旋迴的概念引到所有具有重复性的沉积岩层——在不同程度上表现得比较明显和比较完整的、具有重复性的沉积岩层。从最小的范围说来，人们把韵律层的最基本单位，即序列，也看做是沉积旋迴。

Ⅱ、旋迴的沉积系列

典型的沉积旋迴的连续性表现为一个海退系列叠置在一个海进系列之上，海进系列逐步地向海退系列过渡（图94），即从一个负连续，如 D、C、B、A 逐步地过渡到一个正连续，如 A、B、C、D。因此，典型的沉积旋迴可以由岩性的对称连续 A、B、C、D、C、B、A来表示。

因此，当一个地区的古地理演化足够充分、以致沉积作用环境的所有类型都在一个沉积旋迴中表现出来时，相应的沉积系列从下往上就会包括：不整合于基底（基底一般都是被改造了的、固结的古大陆侵蚀面）之上的滨海沉积物，浅海沉积物，越来越深的半深海沉积物，深海沉积物，越来越浅的半深海沉积物，浅海沉积物，以及含蒸发岩的泻湖-湖泊沉积物和大陆沉积物。另外，按照瓦尔特的相的相关定律，沉积盆地里某一点上观察到的这种连续表明：在这一点上，在较长的大陆时期之后发生了海的侵入，即海侵，以后，这一点逐渐远离海岸，盆地相应地变深，一直达到形成深海状态；然后是相反的趋向，即

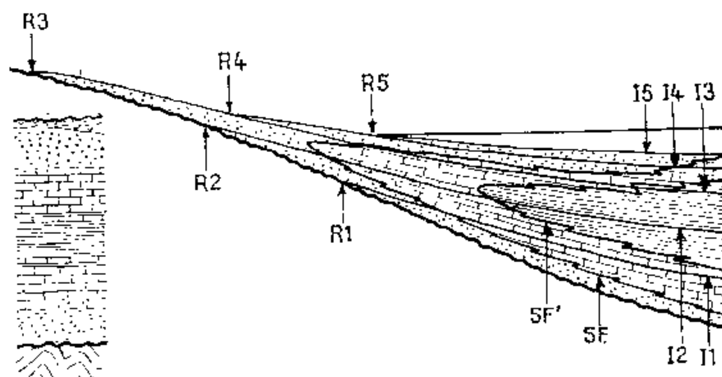


图 94　一个沉积旋迴过程中的一个沉积系列剖面的图式

D示系列底部的不整合，I1…I5示相继的等时面，R1…R5示相继的海岸，SF和SF′示相的横向过渡面。按照瓦尔特定律，由这样一个沉积系列所反映的、沉积盆地里某一点上观察到的相在垂直方向上的演化情况指示着：这个点首先与岸逐渐远离，然后又逐渐靠近

先前那个点和海岸的距离逐渐接近，并且盆地的深度相应地减小，开始发生海退现象，最后成为陆地，以泻湖的干涸而告终。因此，只要有一个岩性剖面就足以查明沉积旋迴作用，只要有几个剖面就足以确定沉积旋迴的模式。

然而，大多数已知的地层所表现的沉积旋迴都不象这种连续类型那样完整。事实上，在一个沉积旋迴中，海退区所指示的撤退运动或原地消逝常常是在深海状态或者甚至在半深海状态之前就已经开始进行的。现经查明，已知的沉积旋迴大部分都是在浅海地区发育的。问题在于陆缘海或近陆海的历史中突然发生的古地理的变化。

D. 现代的或最新的沉积作用及滨岸带的移动

以古代沉积岩层的研究结果为唯一依据的、海进-海退现象的研究方法是间接的、不完整的并且在很大的程度上说来是不可靠的。与此相反，根据那些与第四纪中所发生的海进与海退有关的沉积物（更确切地说，在全新世海侵期间堆积的沉积物）的形态则可以使某些不确定性有所消减，即：可以使那些在恢复古代海进、海退模式过程中常常不免产生的不确定性有所消减。的确，现代或最新沉积物和古代沉积岩层是不同的，它们可以很好地保存下来并且在一般情况下几乎都可以全部地观察到。因此，在研究了现代的或最新的沉积物以后就可以看出相应的海进和海退，在进行这方面的研究时，无需根据沉积岩层所表现的岩相变化，或者根据沉积岩层朝向沉积范围边界尖灭的情况去推断海岸相关的位移，只要观察海岸本身移动的情况就可以了。更为有利的是，通过这方面的研究可以更好地理解海岸移动的原因，可以更好地解释古代海侵和海退系列的某些特征，考虑与这个过程中有关的各种因素，规定出海侵和海退的等级。

I、滨岸带的最新的移动及海侵和海退的确定

从第四纪地质中的海侵和海退的例子可以看到：有很多的因素都可以确定海岸的位移，而且这些因素相互干扰，相互间的关系复杂，用一种合适的图的表现方法可以更好地

论述这些干扰因素的复杂性。

1．主要的影响因素及其作用

这涉及到由沿海河流带给海洋的陆源物的性质和搬运力的强度以及这些现象的性质和强度；在海洋上，这些现象的性质和强度会决定带来物的分散、分选和沉积的情况，大陆架的宽度和轮廓，相对海平面变化的方向和速度。在大多数情况下，这些因素都决定于区域内突然发生的构造-造山运动事件，同这些事件有关的局部地质变化，气候和海面升降的变化，也就是说起源于一些大部分说来都是彼此互相依赖的现象。因此，对于它们所起的作用是不可能分别地进行估量的。相反地，为了便于研究这些因素的作用，倒是可以将其中两个比较重要因素集中起来，了解其堆积量和海岸相对变化的方向与比率。

a）海平面相对变化的比率和方向——大家都知道，海平面的相对的变化，有的是由于构造的原因而引起的，有的是由于海面升降原因而引起的，在前述情况下，所发生的就是局部的或区域性的变化；在后述情况下，所发生的就是海洋中水体积的变化或大洋盆地容积的变化。第四纪时期发生的海平面变化是由于海面升降而引起的，它们对海岸的相对位移所起的作用在局部地区由于大地构造的影响而有所改变。在过去的地质时期里所发生的大多数海平面变化似乎都是构造原因的，只有某些古代冰期时海面的变化是例外，某些海侵可能是全球性的，如中白垩世和晚白垩世时的海侵就是这样的，前面曾经指出，在这种海侵发展的同时，海洋曾大大地扩展，这可能是由于在大陆漂移过程中，洋脊隆起的缘故。然而，一般说来，在古代沉积岩层所显示的海平面变化中是不可能区分出构造成因或海面升降成因的。不过，人们猜想，构造成因的海侵曾是比较经常的，我们根据一个地区的相应时代的构造背景（后者可以根据其它情况查明）就可以比较容易地鉴定它们是属于构造成因的。

当然，除非发生相反的因素，即在一般情况下，如果发生海平面的抬升或大陆沉降的话，就可以确定海岸朝大陆方向迁移，即海侵。反之，如果海平面相对降低，或大陆抬升，这种隆起使海岸在相反方向上迁移，即海退。

b）沉积的比率——这个沉积比率同时表示输入到海洋中去的陆源物质的数量和海洋的分散能力，这个分散能力可能为零或很小，在这种情况下就有利于沉积作用，但与此相反，在侵蚀作用破坏了早先形成的沉积物的地点，海洋的分散能力也可能很大。

当然，较高的沉积比率从一开始就会使得沉积作用进行地点比较容易地形成较厚的沉积层。然而，要想形成这样巨厚的沉积层，这个地点必须能够比较经常地保持高的沉积比率，也就是我们即将谈到的海岸位置的某种稳定性。因此，沉积物的构成同样取决于海岸横的迁移的比率。例如，当海岸由于海平面迅速提高而向陆地迅速地横向迁移时，即使这种堆积比率比较高，也只能堆积起比较薄的沉积层。要想形成巨厚的沉积层必须同时具备"海岸保持一定的稳定性及具有较大的沉积比率"这两个条件。反之，倘使沉积比率既弱海洋侵蚀能力又强的话，就有利于形成侵蚀作用凌驾于沉积作用之上的局面，至少在局部地区是这样。

总之，当海平面缓慢地提高和较强沉积作用这二者结合起来的时候，就会导致巨厚沉积物的形成，这些沉积物在横向加积的过程中会沿着广海方向开始填塞海洋，并且到最后引起海侵的反趋势，即海退。在三角洲上就是这样的情况。而在相反的情况下，当海平面下降率较弱时，迅速的侵蚀作用则可能形成与海退（它使得海平面相对地下降）相反的

趋势，即形成海侵。当一个三角洲在其破坏期间后退时，就会出现这种情况。总之，当海平面的变化率较小时，较高的沉积作用或侵蚀作用比率可能使这种变化所确定的趋势逆转。

2．主要影响因素相互作用的图形表示法

这种表现方法（图95）是在横坐标上表示海平面相对降低然后相对升高时的变化率的值，在纵坐标上表示在这些变化发生时的堆积作用比率或侵蚀作用比率的值。

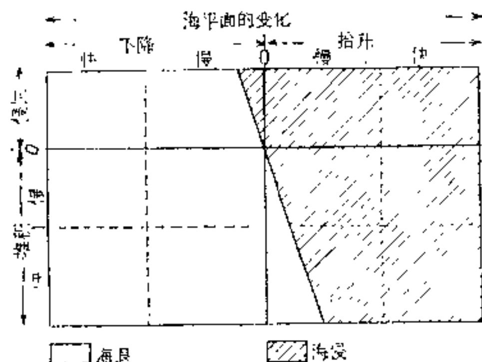


图 95 海岸移动过程中主要因素相互作用的图式
晕线带表示各种可能的海侵类型，没有画线带表示各种海退类型的总体。图中一个带内的P点位置表示相应的海岸移动的主要形式
（据 J. R. Curray, 1964）

由于海平面变化率的改变，这样确定的空间就会进一步地划分为两个带，当堆积比率在某些情况下并没有伴随着相反的效应时，两个带的共同界线将是海平面变化率为零的垂直线，通过海平面变化率所产生的效应，我们就可以认清由海岸移动方向（朝向大海或陆地）所表现出来的海侵带和海退带。堆积或侵蚀比率可能引起对立效应发生，当海平面变化率提高得不多时，上述的对立效应会使得两个带的界线不是垂直的而是倾斜的。

这样编制的图表可以通过一个点表示瞬时状态，即表示在一定时间、一定地点中正在进行的海侵或海退。这个点的位置是通过海平面在这一点上及所研究时间内的变化率以及同一个地点和同一时间里的堆积比率或侵蚀比率来确定的。这一点到两个带之间分割线的距离可以根据所谓的海侵比率或海退比率确定出来。一般说来，这个比率与这个距离成正比。在这个图表上还可能同时表示同一个海岸在两个不同地带上同时观察到的海侵或海退比率，并且查明在相应的海侵或海退进程中在空间上可能发生的变化。此外，在同一个图表上还可能表示在同一地点中、在不同的时间里所观察到同一个海侵的海侵或海退比率，并且可能查明在海侵或海退进程中可能产生的短暂的变化。总之，这个图表可以表示海侵或海退过程中在空间上和时间上的变化情况，可以通过一个点的位置或者图表上点的总体来显示海侵或海退的特征，可以比较两个不同的海侵或海退，归根结底，可以得出海侵和海退的分类要素。

Ⅱ、滨岸带的最新的移动及古代海侵海退系列的解释

代表第四纪海侵和海退的沉积物都局限在大陆架上，即现代出露陆地的边缘地带。它们共分两种，一种是全新世时期的，代表弗朗德尔海侵，另一种是更新世时期的。

a）全新世沉积物和现代沉积物一样，即当邻近大陆具有露头和大陆架足够宽的时候，它们主要是由沙子和淤泥组成的，它们分别代表了由沿岸河流带到海洋中去的陆源粗碎屑物质和细碎屑物质。这两种类型的物质各自以一种不同的方式被海洋分散。一般说来，砾石和沙子这些粗粒组份首先堆积，即在最靠近岸边和水最浅的地方堆积。它们形成同海岸平行的线状延长体。这种粗粒物质分散的距离很少能够超过几公里。因此，通常在大陆架宽时，它们不会超出大陆架的范围。而那些在较长的时间里以悬浮状态停留在水中的细粒组份，特别是粘土，则可以在与沙子同样的方向上但在远得多的距离（一直达到几

十公里）进行分散，分散地点与海岸的距离随着河流搬运的总量、水流的紊动性、粘土的类型、温度的变化以及由河到海的过渡带的含盐度等的变化而不同。这样形成的淤泥构成了沙粒上边和下边的层。目前，大陆架上的这些沉积物同其上面的水层构成了一个动力系统——一个由来自陆地的沉积物流和活动水层所控制的动力系统。

b）如果更新世时的大陆架宽度和全新世与现代大陆架宽度一样的话，那么更新世的沉积物也许是在相似的条件下堆积的。但情况并不是这样。和现代海岸相比，更新世时的海岸和大陆架边缘之间的距离要近得多。大陆架没有移动，相对地说来，大陆架宽度是很大的，被搬运到大海里去的陆源粗碎屑物质一直堆积到大陆斜坡上，在这样的组成物的荷载和斜坡坡度的联合作用下，就会发生滑动，产生浊流，后者会将这些物质一直拖向大陆斜坡坡脚和附近的洋底。

当然，我们决不能够认为，在更老的时期里，出露在陆地边缘的海所进行的沉积作用是和第四纪时期在大陆架上进行的沉积作用一样的。事实上，现代和整个第四纪是以前时代广阔、致密、起伏较大的大陆块和同样广阔、深的大洋盆地的继续，因而，现在直接显示出的侵蚀、搬运和堆积比率要比地质历史时期的平均值高，而且风的作用可能也会更强烈一些，海洋的动力可能也会更活跃一些。当然，尽管如此，沿着今天的海岸堆积的陆源碎屑物质仍然比较少，这是因为由河流带给海洋的这些物质暂时地停积在河口区和更新世侵蚀的继承性海湾里，而这些地方不可能被填满。当这种填补结束，并且海平面在足够长的时间里停留在它现在的位置上时，这些沉积物就会逐渐积累起来，和海岸一起，朝着大海的方向推进。不过，虽然目前所进行的这些过程的比率和强度看来比过去的地质时期要高一些，但是，按照均变论的原则，这些过程基本上是和过去一样的。最后，有理由足以认为，古代沉积岩的标志所反映的大部分的海侵和海退与第四纪时期相比是极其缓慢的，从它们的缓慢程度看来，在相当长的时期里，海平面曾是比较稳定的，这说明，它们实际上是由造陆运动引起的。因此，如果我们能够细心观察的话，根据最新时期的海侵和海退堆积物的分布情况就可以更好地理解古代的海侵系列和海退系列。

由此看来，所谓的陆缘古沉积层的物质可能是和大陆架上现代或最新的沉积物以同样的方式沉积下来的，即在平行于海岸和离岸较近地方沉积的是线状的沙体，在离岸较远的地方沉积在沙子以下和以外的是淤泥，但在远离海岸几十公里以外的地方就不复存在了。相反的是，当时海盆地的面积要比今天小，并且盆地里的水的紊动状态也与现在不同，因而盆地里沉积物的分带性也比较差，这只能理解为发生了海岸相对的迁移，例如古代沉积岩层所表现的沙或粉沙沉积体的横向延伸就是这样的。同样，称之为冒地槽相的老岩系似乎是形成于大陆架和邻近的大陆坡上，而称为优地槽相的岩系则是在这个陆坡的坡脚和相毗连的深海盆地里堆积的。因此，这些老岩系所反映的海侵和海退是发生在大陆架中间并和相邻的大洋盆地有关的。另外，如果大陆架相当宽的话，海侵时生成的沉积物就会主要堆积在大陆架上，而在离沉积物来源太远的大陆坡和陆坡坡脚，沉积物就比较少。反之，海退时形成的沉积物主要都堆积在大陆坡上，它们的堆积作用和陆坡的坡度会导致滑动和浊流的发生，即在大陆坡坡脚下生成浊积物。

Ⅲ、滨岸带的最新的移动及海侵海退的分类

通过对海岸的最新移动情况的研究，在考虑到控制海侵和海退形式的主要因素后就可

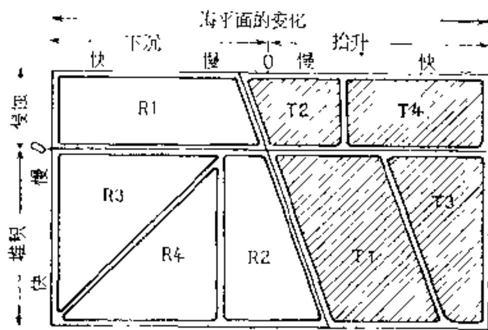


图 96　根据海岸移动的主要因素而划分的海侵和海退的类型

（据 J. R. Curray, 1964）

以划分这些海侵和海退，并且在表现这些因素相互作用的图表（图96）上确定每种海侵和海退的类型。

1．不同的海退类型

可以把海退区别为堆积型或非堆积型以及这两种极端类型之间的中间类型的海退。

a）堆积型海退——这种海退是在带向海洋的陆源物质很多、以致海洋没有能够把它们分散掉的时候发育的(图96，R1)。在这种情况下，这些堆积物就会以侧积的方式一些在另一些之外朝着海洋的方向上堆积，这样，陆地就会通过沉积物的逐渐积累而占领海洋。这就是在那些占领了海洋的现代三角洲上可以观察到的海退类型。这种类型也出现在一些古沉积层里，它构成了撤退方式的典型的海退。这种海退类型可以和一个相对稳定的海平面相适应。当搬运来的物质足够多时，这种海退还可以和海平面的略微抬升相适应，即和一种轻微的海侵趋势相适应。在这种情况下，数量较多的堆积物会抵销了海面轻微抬升的效果。在这种情况下，搬运来的沉积物被保存的可能性甚至还会得到改善。

b）侵蚀型海退——这种海退会使海平面产生迅速的相对运动，并且这种运动会在其所涉及的所有地带上同时进行，而陆源搬运物则数量很少或者没有保留(图96，R2)。结果，这样暴露出的海底会很快地遭受侵蚀作用。如果单凭臆断而不考虑事实的话，这样的海平面的相对运动会被认为可能是由于海面升降，也可能是由于构造的原因。不过，看来它们比较可能是属于构造原因的。总之，这是一种出现在强烈构造活动地区，即受到了一种速度加快了的造陆运动地区的海退类型。由于这种海退的标志会被后来发生的侵蚀作用很快地破坏掉，所以，要想根据古代沉积岩鉴别海退是有困难的。例如，在侏罗纪之后的布里昂松的出露和寒武纪时普洛旺斯的出露就是这种海退的例子。

c）中间型海退——这是另一种类型的海退，在这种类型的海退中，既发生了沉积作用，同时也发生了侵蚀作用（如果海平面的变化率足以使后者发生的话），沉积作用的产物逐渐被侵蚀掉。如果海平面的这种变化率是比较高的话，这种破坏的可能性也就比较大，只有那些在海退过程中形成的某些沉积物碎片可能被保留下来（图96，R3）。相反地，如果海平面的变化率比较低的话，那么，这些沉积物的厚度就比较小，因而也就更容易被侵蚀作用破坏（图96，R4）。如果海退时期拖得较长的话，它们会全部遭到破坏。要使海退沉积物保存下来，必须在海退之后马上接着发生海侵，把这些作为证物的海退沉积层埋藏起来。

2．各种不同类型的海侵

可以把海侵同样划分为堆积型或非堆积型以及这两个极端类型之间的中间型海侵。

a）堆积型海侵——这是由海面缓慢抬升引起的海侵，在这个过程中，沉积物比较多但仍然不足以阻止这种海侵趋势并使之转化（图96，T1）。这是一个典型的海侵类型，它表

明，这是一些在缓慢下沉的盆地里堆积起来的沉积层。在这样的海侵历史中，海侵的趋势可能暂时地发生一次转化，并可能使海侵作用发生中断——有时因为海平面抬升得太慢，有时是因为搬运来的物质特别多，或者两种原因同时都存在。在这种情况下就会有一个堆积型海退发育，后者的产物会与这样停止下来的海侵产物连接起来。旋迴的沉积层可能就是这样构成的。它反映了下沉与堆积之间的平衡的转化——可能发生在海陆交界处的历史中的下沉与堆积之间的平衡的转化。

b）侵蚀型海侵——这是当陆源搬运物微不足道、即使在海面不升高的情况下，其所具有的侵蚀能力也足以使海岸朝着陆地的方向后退的情况下发生的一种海侵（图96，T2）。另外还可以想象，这种能力是相当强大的，它可以使侵蚀作用进行得十分地快，以致（至少是暂时地）使得由于海平面缓慢下沉而引起的海退趋势改变。例如，三角洲破坏过程中所发生的海侵就属于这种类型。

c）中间类型的海侵——在这类海侵中，有些海侵的特点是具有典型的沉积物——由于海平面升高率的增加或者由于堆积率的减小而产生的沉积物（图96，T3）。这种海侵是通过相应的沉积物的不连续特征而辨认出来的，上述不连续性是由于海面大幅度抬升、沉积作用无能为力而造成的。一般说来，所产生的结果是沿岸的薄层沙被薄层淤泥所覆盖。现在还不太了解，在现代的大陆架上是否有这种类型的海侵沉积物。另外一些中间类型的海侵是以海平面的迅速升高为特征的，由于海平面的迅速升高以致在大陆表面被淹没和形成深海条件这一段时期里来不及形成任何沿岸沉积物（图96，T4）。以不连续方式堆积在这种地表的最早的沉积物从一开始就完全是海洋沉积的。也就是说，中间并没有加进去反映这种深水条件的渐进性的中间相沉积物。

第九章　造山运动和地层学

山脉的起源问题基本上也就是地形起源及构成这些地形的变形作用的起源问题。因此，它首先是构造学者的事情。然而，在造山运动发展时期，沉积作用几乎并没有停止。相反地，在造山运动过程中一直有堆积物在造山带内部及其邻近地区形成。在进行研究时，地质学者既要把大量的主要事件记录下来，又要指出某些沉积模式，因此，在研究造山运动时，地层学者同时又是构造学家。在区分造山运动和造陆运动时，在研究沉积作用的形式及其连续性、研究造山、造陆运动对沉积作用的影响时，地层工作者起着特别重要的作用。此外，地层工作者还可以查明在不同处所发生的地壳沉降以及山脉形成历史的不同时期。他们还可以确定不同的造山运动出现的时期并由此得出造山旋迴的概念。

A. 造陆运动和构造运动

造山运动这个词是根据希腊字“oros”构成的，后者的意思是山。它在习惯上表示所有与山脉形成有关的地壳运动的现象，所以，在这个名词中包括与地形形成有关的现象和与大地构造形成有关的现象。然而，地形的成因和大地构造的成因似乎是由于不同的机械作用而发生的。实际上，导致地形起伏的主要机械作用是由垂直运动控制的，而形成地质构造的主要机械作用则是由水平运动、切向运动控制的。另外，在一个山脉的形成过程中，按照山脉的不同类型，这两种过程可能是同时起作用的，也可能是分别在不同的时间里起作用的。因此，判断这两个过程的主次或时间的先后是相当重要的，关于山脉研究的这些结论，并不是对所有山脉都肯定是有效的，而所发现的不同类型山脉之间的差别则可能是某些类型山脉所具有的特征。

地形起伏的形成只不过是一种不同程度的快速隆起的过程，它们与大范围内的垂直运动相当相似，在地形起伏形成时，受到影响的地壳其内部结构并不发生显著变化，特别是局部海侵和海退更是如此。人们用**造陆运动**来表示这样的隆起作用。与此相反，构造结构的形成则是由于水平力量的发展和释放，人们用**构造运动**来表示这种构造结构的形成作用。因此，在山脉的形成历史中，可以区分出大地构造成因的山脉和地形起伏成因的山脉两种；更精确地说，后者似乎和造山运动一词相当，不过实际上它们只是一种造陆运动。这两个在时间上（有时还在空间上）相互区别的过程，被记录在造山运动带的沉积岩层里，不过另外也会有一种不同的情况，即对地层工作者来说，沉积物的这一种或那一种特殊性质同样构成了构造活动的证据——不稳定的证据。

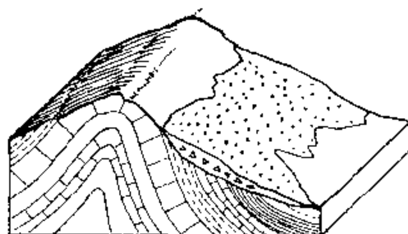
B. 构造运动和地层学

褶皱、断层、逆冲断层的形成，或者更一般地讲，局部地区或区域性构造变形的发生，当然会造成**角度不整合**。上述这些变形可能在发生侵蚀作用以后，由海侵地层沿着这

种角度不整合面固定下来。因此，通过对这些中断了沉积岩层的不整合的研究就可以查明这些构造并且随后确定这些构造的形成时代，即在构造表现的地段内，揭示人们所说的构造相，并且判断它们的形成时期，这样，人们就可以观察到延伸程度不等、气势不同、包括几个不同构造相的山脉的历史。当然，这样的相互接连、互不相同的构造相只有在其中每个变形结果都被后来的沉积物固定下来的情况下才能被我们很好地了解，所以，有许多构造相都不能观察到。例如在西阿尔卑斯内带发育的构造相就是这样的。

一个构造阶段的作用同样会记录在岩相和沉积物本身的岩性上，但这种情况只能在某些仅有的特别情况下才会发生，特别是当这种作用引起层间砾岩或者滑动沉积层形成的时候。在通过局部细节的研究做出结论以前，必须细心地肯定，在考察地区所看到的这种类型的沉积层与它所表现的构造之间是否具有密切的关系，因为那样的沉积层在其它条件下也可能形成。

a）层间角砾岩——当在水下形成了程度不等的较陡的具有一定落差的断层、断层上盘垮落在陡崖脚下、继而发生沉积作用时就会形成这样的角砾岩（早在断层出现前，沉积作用在那里已经进行）（图97）。这种层间砾岩有时是揭示断层的同沉积性质以至断层本身存在的唯一的方法。在西阿尔卑斯的下布里昂松侏罗系和前皮埃蒙特侏罗系层间砾岩就是这样形成的。这样的砾岩还可能形成于褶皱的形成时期，当不断抬高的背斜顶部遭受机械侵蚀的打击时，背斜顶部就会在受到侵蚀并在附近堆积角砾岩后消失。在这种情况下，层间角砾岩就可以揭示褶曲的同沉积性质，有时甚至可以确定褶曲形成的不同时期（图98）。例如，在普洛旺斯的彼古德阶中的角砾岩层就是这样，特别是在圣维克多瓦尔附近（那



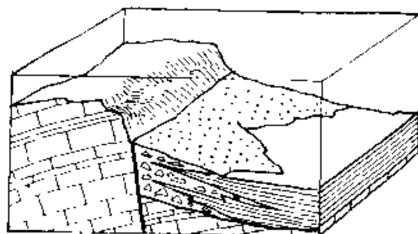


图 97 同沉积断层图式

这个断层的同沉积性质是根据附近角砾岩的存在辨认出来的，这些角砾岩是由于断层上盘垮落而形成的，它们构成了断层的标志

图 98 同沉积褶曲图式

所表示的背斜的同沉积性质是从其附近的角砾岩辨认出来的，这些角砾岩是在背斜隆起过程中由于崩塌而形成的。之后，这些角砾岩存在于该地区后来的构造演化过程中所产生的构造中

里的构造运动至少有一部分是同沉积的），或者在始新世时的巴列姆向斜（在卡斯捷尔阳穹窿，在那里，附属于该向斜的背斜褶曲就表现出了同沉积的特点）。在各种不同的情况下，由垮落所形成的角砾岩的分布，只是直接地反映了地形突起的存在，即地形在垂直方向上的不稳定性，这只是一种背景的研究，通过这种研究可以了解，这种垂直方向上的情况，是不是由断层、褶曲或其它原因造成的。总之，只有由构造运动产生的地形突起，才可以形成这样的层间角砾岩。在某些情况下，这些突起地形以线状方式组成了所谓的线状

脉，例如，学者在西阿尔卑斯根据塔兰代斯和毛里扬纳下布里昂松侏罗系层间角砾岩所确定的塔尔纳山脉，就是这种线状山脉。

b）滑动沉积层——滑动沉积层可能是这样形成的，即从断层岩上脱落下来的、流水难以搬动的大石块会在水所浸润的粘土沉积物存在的情况下，由于滑动而从发射地点移到相当远的距离，一直达到沉积作用占优势的地方，掺合到沉积作用所产生的堆积物里(图99)。例如在渐新统的Manosque-Forcalquier盆地里就曾形成过这样的滑动沉积层，这种沉积层是由于杜朗斯断层而产生的，由于这种断层作用持续很久，整个渐新统中，反复出现“飞来”沉积层（Klippes Sédimontaires）。这种滑动层也可能是一个推复体前锋垮落下的石块，后者被移运到推复体前锋前面，直到它们掺合到那些在周围沉积物底面上所产生的堆积物里，在那里，由于构造而产生的坡度会给它们提供必要的滑动条件（图100）。有时候，通过这样的滑动沉积层可以判断相应的推复体的位置及其各个发展阶段的时期（图101）。例如，在西阿尔卑斯被称为粗复理石、扁豆体复理石、鳞片状复理石、石块复理石等岩层就是这样形成的，更确切些说，下布里昂松蠕形迹复理石推复体前锋始新统滑动层就是这样形成的。在各种不同情况下，滑动层（这种滑动层必须有岩层从斜坡上垮落并且在这个斜坡上具有滑动的特殊条件时才会产生）的出现仅仅直接反映了这种地形、这

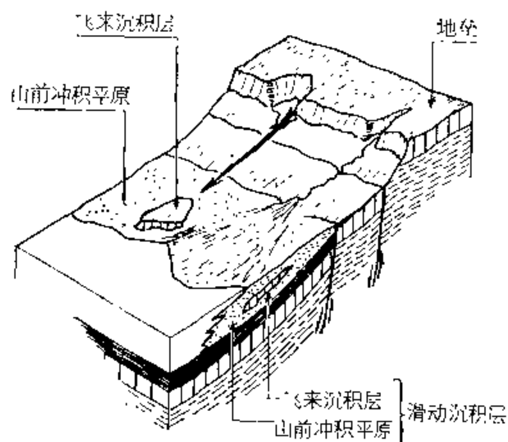


图 99　图式指出：哪些方式可能构成活动断层崖下的滑动沉积层

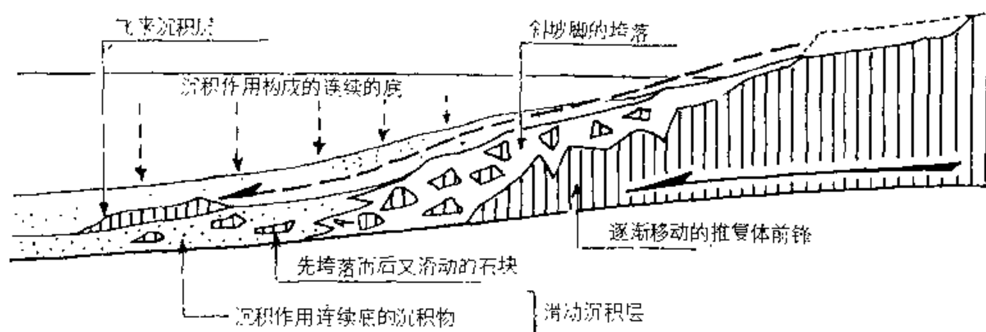


图 100　在一个正在移动的推复体前锋形成一个滑动沉积层的略图

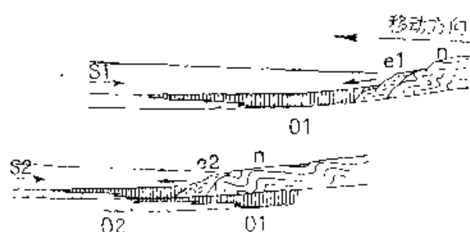


图 101　一个推复体前端的现代滑动沉积层

随着推复体n的逐渐移动，由于推复体前锋垮落而产生的碎块e在邻近沉积盆地的底上借助于坡度而发生滑动，并且混入在盆地里的其它堆积的沉积物s中。这样形成的滑动沉积层的时代O，也就是推复体到达盆地的时代。这样就可以确定这个推复体发展的某些阶段

（据 C. Kerckhove, 1969）

种斜坡和这些滑动条件的存在，即在垂直方向上表现的不稳定性，只有在研究了整个过程以后才能够了解这种垂直的不稳定性是否与断层崖的存在有关系，或者是与一个推复体的前进有关系，或者是与其它的原因有关系。最后，当涉及一个推复体时，由于这些相继的滑动层是通过正在移动的推复体一个接着一个发生的，所以，在研究了这样的滑动沉积层以后，就可以确定推复体产生滑动的某些阶段。

C. 造陆运动和地层学

构造运动的迹象是比较容易看出的——地层工作者有时候可以通过在相应的构造附近所确定的同构造沉积物查明它们，另外，也常可以通过角度不整合（相应的构造就是在它们所发生的地方按照这样的角度不整合被固定下来的）的现象而查明它们，但是，曾对周围较远地区的沉积作用产生了一定的影响并且表现得比较明显的地形起伏的产生则不可能用同样的方法看出来，即便在地形起伏比较发育的地区也是如此。在这方面它又和构造运动不同——它对相继岩层间几何关系的影响是比较隐蔽的或者并没有被记录下来。

沉积岩层里所能够观察到的造陆运动的几何形态被称为制图学上的不整合，这些制图不整合是由一些像巴黎盆地那样的巨大盆地的全部历史中发生的变形确定的，这种巨大的沉积盆地曾经是海水往返的地方。在那里，海进和海退也是由于造陆运动而引起的，它们虽然可能和那些发生在附近造山地区的造山运动现象有关，但它们只出现在这种造山地区周围，它们至多也只不过是那些发生在别处的造山运动事件的反响而已。这种造陆运动并没有产生显著的地形突起或者与山脉地形相近的地形突起。除去某些不整合以外，造陆运动不产生山脉地形，甚至也不产生制图不整合，因为造陆运动与沉积作用的发展不同，沉积作用可以记录并且反映这种事实。

因此，山脉地形成因的特殊表现是那些发育在邻近地区的沉积物的表现。这些表现包括粗粒碎屑物质的产生。当然，与长期以来的认识相反，在沉积岩中的层间砾岩并不一定是重要的造陆运动的标志。事实上，这样的砾岩层的出现在很大程度上取决于气候和植被的存在与否，至于是否有这些活动参与则并不是主要原因。因此，很粗的岩层可以在地形平缓的地区存在。然而，在山脉形成后所产生的地形里会由于流水的切割而形成斜坡。当气候有利的时候，即当气候干燥、寒冷以及格外炎热并且当气候使得植被不能大力发展的时候，机械侵蚀作用就会由于化学风化作用和搬运作用的削弱而居于有利地位。另外，这些特征的出现表明，当时山脉已经变得很雄伟，并被侵蚀作用强烈地切割着，有时候它们已抬升得很高，事实上，海拔高度在这里起了促进的作用。因此，当提供这样背景情况时，一个粗粒碎屑岩层可能是处在破坏过程中的山脉地形的标志，即造陆运动发展或结束的标志。此外，如果这样的粗粒碎屑岩层超覆在另一个碎屑岩层之上，并且后者的地形比较更平缓时，就可以根据这一个碎屑岩层查明所谓的造陆运动的阶段并判断它们的时期（图102）。而且，通过其岩性和岩相，至少可以近似地确定这个阶段发育的位置。这样，通过对造山作用带的碎屑岩系的研究，特别是对复理石和磨拉石建造的研究，就可以查明一个山脉的历史——通常包括一定数量的造陆运动阶段（这些阶段在空间和时间上表现为不同的强度和不同的伸展度）的山脉的历史。

a）复理石——这是一些从几百米到几千米厚、具有下述浊流层特征的碎屑岩，这些特

征是：（1）在垂直方向上具有一个连续的层序，每个分层有几个分米厚或一米厚，在水平方向上具有极大的均一性；（2）在这样的连续的序列里，每一个序列的结构是(从下而上)，程度不等的比较粗大的、一般经过分选的砂砾层和呈层状构造的粘土页岩层，二者是逐渐过渡的，而且可能具有显微交错层理（图103)。一些钙质层可能夹在这样的序列里，在这

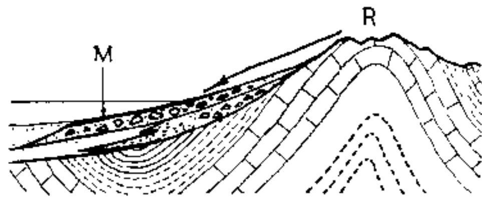


图 102 在一个沉积盆地里，从粗粒碎屑沉积物的产生可以确定相邻地区地形发生隆起的阶段

图中，磨拉石堆积物M与供给沉积物的侵蚀地形R是同时代的。与此相反，这个地形所显示的构造显然是在这些磨拉石形成前形成的

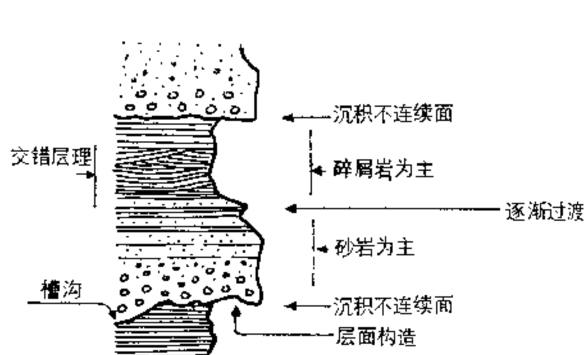


图 103 复理石型岩层基本序列的垂直结构图式

种情况下，人们称之为钙质复理石；（3）序列间具有不连续面（如相应的沉积作用中断面），这些不连续面在广大范围内和整个垂直剖面中伴随有层面改造的迹象——由单向水流引起的槽痕和刻痕，另外，这些不连续面也伴随有一些生物的痕迹，特别是蠕虫动物及其它各种类似动物的寻食痕迹，各种层面构造通常都是很细小并且容易破碎的，这些不同的层面构造被粗粒物质石化，后述的粗粒物质在它们的堆积过程中并没有使层面构造的细节发生显著的变化；（4）沉积物的岩性变化不大，从其化学成分可以看到：地形起伏比较明显，侵蚀作用进行得比较快，搬运作用进行得比较快、并且搬运的路程远；（5）沉积物中具有很少是完整的、一般都是经过移动的大化石，如软体动物、腕足类、棘皮动物、藻类等等的碎片，远洋微体化石或者深而冷的海中的底栖生物，特别是具有矮小生物化石。总之，复理石是很好的浊积层。

在许多山脉中，特别是在西阿尔卑斯，这些沉积岩层主要是在那些被认为是最靠外边的地带形成后才从这一带到另一带开始沉积、形成的，这些沉积岩层的形成期要比后者晚得多。这就是复理石型沉积作用集中地点的转移。而且，这些沉积物出现在较大的构造运动发生以前的每一个地方。反之，与某些已经得出的想法相反，复理石不一定必须是相应地方的构造前沉积作用的结果。

作为浊积层，复理石一般都指示着深度相当大的海洋沉积作用，它们可能是在地震的促进下，由于大陆架边缘逐渐堆积起来的大量沉积物的平衡遭到破坏、产生浊流后在大陆坡下部和陆坡以外的地方形成的。因此，复理石并不是构造-造山活动的证据，而仅仅是相应的沉积盆地某种状态的证据，特别是古地形坡度存在的证据。目前在美国东海岸以外的海底就有浊流层形成，从造山运动这方面讲，那里并不是活动地带。相反地，从组成复理石的岩层厚度看来，复理石是在反映着一种持续的隆起作用（尽管这种隆起作用是一种缓慢的作用），后者发生在正在遭受侵蚀的地带，而这种侵蚀作用产生的陆源碎屑物质构成了复理石层，也就是说，它们在反映着这种碎屑物质发源地带的造陆运动的活动性。因此，我们可以计算出，像西阿尔卑斯那样的蠕形迹复理石建造必须通过侵蚀作用将相当于现在

Argentera Mercantour地块表面的结晶岩或结晶片岩至少500 至 600 米厚的地层都破坏掉才能形成。另外，从沉积特征和岩石特征看来，许多已知造山带的复理石都指出了它们的形成与沉积范围以内的造陆运动的活动性有关。在这方面可仍以蠕形迹复理石为例，前述蠕形迹复理石的供给源主要是一些纵向水流造成的结果，后者有一部分来自南阿尔卑斯基底(从构造方面讲，当时该地已发生变形)，另一部分来自科西嘉-撒丁地块，这是特提堤斯海（古地中海）中间地块，它自白垩纪以来，就占据着它现在位置附近的地区。最后，尽管我们现在还不能很好地理解复理石的形成机制，但是，从复理石的构造运动前的特征和在许多造山带观察到的它们的迁移现象可以看到，复理石反映了相应的地质系统中造山带的迁移。在西阿尔卑斯，这种迁移取决于连续的毕乌夫面，并且越来越向外部发展。

b）磨拉石——这是一种厚度为几百米至几千米、由一个个的从几分米厚到几米厚的分层堆积起来的碎屑岩层，这些分层由沉积不连续面分隔开——有时候这个序列包括一个由砂岩组成的下部岩层和一个由粘土页岩组成的上部岩层，二者是逐渐过渡的并且呈现很好的层状迭置（图104），这样的序列被称为类型A——有时候，序列的下部由程度不等的比较粗大的砾岩组成，中部为砂岩层，上部为细屑岩层组成，面且，通常是下部岩层占优势，这样的序列被称为类型B——序列间的不连续面由于下面序列的冲刷构造而特别显著，这种冲蚀构造是由后一个序列中的底部物质表现出来的。在A类型序列，这种冲蚀构造是不很明显的，并且与复理石中所观察到的相类似。在B类型序列，这种冲蚀构造比较更明显一些，它们经常表现为深的单向或多向冲刷沟（图105），对于一个完全序列来说，可能是

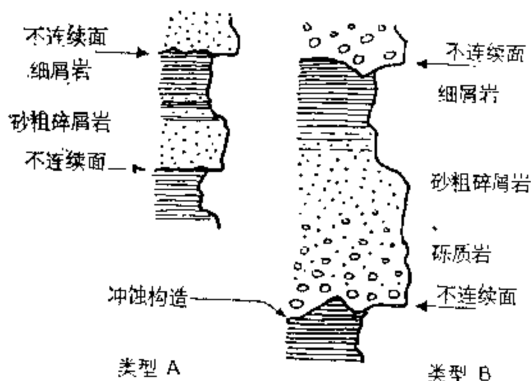


图 104 一个A型或B型磨拉石建造中的基本序列的垂直结构图式

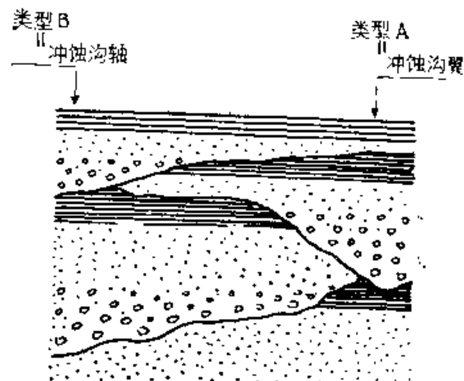


图 105 一个磨拉石型岩层的水平结构和垂直结构图式

互相穿插的，其中常常可以碰到软的砾石。最后，除了这种冲蚀构造以外，磨拉石岩层的序列间隔面还具有干裂构造、雨滴痕、鸟脚印、波浪纹等等，一句话，这些现象说明它们是在很浅的水层下，甚至是在短暂的干涸时期里堆积的。由于这些明显程度多少不等的冲刷作用，每一个序列的横向厚度演化（厚度变化的情况在B类型序列中是很迅速的，而在A类型序列中就比较慢一些）在某些序列同另一些序列间就会形成比较鲜明的倾斜层理。

组成磨拉石的物质包括各种性质不同的岩块、磨圆度很好的砾石和常常是磨损得很厉害的石英颗粒、风化的斜长石以及数量很多的粘土矿物，其中混杂有被改造成褐煤的植物碎片和种类极其繁多的生物尸体，这些生物尸体有的是完整的，有的是破碎的，有的是变动

了的，有的是原地的，有的是海相的，有的是咸水的或者陆地的。

一般说来，特别是在西阿尔卑斯和比利牛斯山，磨拉石大都出现在造山运动史的晚期，它们大都是在构造基本形成时形成的。它们是些晚期的或构造后的沉积物。另外，磨拉石的分布是不集中的，但从另一方面说来，它们的分布是受现代地形部位控制的，至少在新的山区是如此。

由于磨拉石是一种厚度巨大的、经常是在海水不深的环境里形成的沉积，所以它们指出了，在它们所产生的地区，地表曾经强烈地下沉过，并且它们曾从这些地区得到补给，也就是说，这些地区具有纯粹的负向垂直活动性，它们属于造陆运动区，和在现代的山系中一样，这些地区位于具有正负两种地形的地方，即完成了造山运动的地带。另外，从它们的厚度看来，磨拉石还反映着该地区曾是一个强烈活动的隆起地区，遭受过持续的侵蚀作用，而且，通过其沉积特征和岩石性质，磨拉石还反映着这些地区是直接继承了造山运动所形成的地形，也就是说，这些地区属于造陆运动区，具有一种单纯的正向垂直活动性。简言之，磨拉石是在造山带主要地形形成后出现的，它们的形成乃是造山带轴部发育的结果，它们常常有几个发展阶段，每个发展阶段中都生成了独特的磨拉石沉积，并且发生了强烈的造陆隆起，这些隆起带和那些形成了磨拉石的沉降带彼此表现为对位点。

D. 沉陷作用和造山运动

当观察到存在于所谓沉降地层与造山运动区之间的明显的联系时，地层工作者得出了沉降的概念，并进而考查关于沉降的原因以及沉降与造山运动之间的联系的性质。

I、沉陷的概念

沉陷一词有时被用来表示由于采矿工程所引起的大地的塌陷。但在地质学上，人们主要把这个词用来表示地壳某些地带由于逐渐堆积起来的沉积物而发生的沉降。

这样的沉降的真实性可以从那些有时达到数千米厚的沉积岩层得到极好的证明，所形成的沉积物几乎接近海平面，而这些沉积物可能是滨海或浅海的堆积，也就是说，这些沉积物是在很浅的水下或相对很浅的水下堆积的；另外，它们也可能是陆地沉积物，其中经常存在植被化的土壤层或几个连续的干裂层。事实上，这样的岩层是不可能通过原有洼地的填积而成的，只能设想它们的形成是与相应的沉积盆地底部的下沉有关。因此，只是在这样的沉降地中保存着逐渐堆积起来的沉积物时，地层工作者，而且只有他们，才可以揭示这种沉降并查明它们。

沉降的例子是很多的。而且，在这些例子中，每一个例子不仅表明了现象的真实性，而且还在不同情况下表明了各种不同的沉降方式，特别是，它们表明了沉降在时间上和空间上是变化不定的，沉积盆地在其发育过程中在逐渐地变形。有许多这样的例子可以在造山运动地区观察到。例如，在北美阿巴拉契亚山古生代沉积物所反映的沉降就是这样的，还有，在西阿尔卑斯，道芬尼的中生代沉积物和波河平原的新生代沉积物也是这样沉降的例证。另外还有一些例子可以在造山运动带以外地区观察到。例如，新生代时，和利曼-阿尔萨斯裂谷垮落相关的沉降就是这样的例子，还有，法-比煤盆地的石炭纪沉积物反映的沉降也是这样，在盆地几千米厚的沉积物中，含有植被化土壤的基本序列先后出现了几

百次，这些植被化土壤只能形成于陆地上或极薄层的水下。

Ⅱ、沉陷的原因

人们有时考虑，在沉降过程中，盆地下陷至少有一部分是因为堆积的沉积物的重量引起压实作用造成的。实际上，在这样的负荷下，沉积物在堆积以后，其中饱含的水会一点一点地损失，从而其厚度也会一点一点地减少，由沉积物转变为煤，按20到1的比例变化，粘土则是3或4到1的变化，而沙子、砾石和石灰岩的比例则要比它们小得多。尽管这种变化是非常缓慢的，但是，当上面的沉积物达到几百米以至几千米厚的时候，这种压实作用就变得相当可观了。因此，在堆积了足够厚的沉积物的沉积盆地里，沉积物的顶面可能表现出逐渐的沉陷，而盆地底部并没有同样多的沉降发生。然而，这种形成机理并不足以解释沉降的各个方面，特别是，在沉积作用进展的过程中，就在沉积层表现出沉陷的地方，底部也的确在逐渐下沉。

人们同样会想，堆积的沉积物的重量是否足以引起沉降盆地基底的沉陷。实际情况并不是这样的。早在足以引起沉陷的超负荷发生以前，沉陷就已发生了，除了这个事实以外，事实上，学者对这种类型沉陷的解释还提出了本质上的异议。根据地壳均衡原理，平均密度为2.7的地壳是漂浮在密度比它大的、或多或少地呈现为液态的物质之上的，超负荷所引起的沉陷只能是组成它的沉积物厚度的一部分，更确切地说，当这些沉积物被淹没时，只沉陷其厚度的四十至五十分之一。在盆地比较狭窄并且盆地的底部由于某种机理与它的边缘固结的情况下，沉陷度会更小，例如断陷盆地就属于这种情况。再者，如果那样的机制发生的话，那么，在沉降盆地里，重力就应表现为正异常，而这是和观察到的情况相反的。譬如，在沉降中心的波河平原，在其沉降过程中，共堆积起4000米至6000米厚的中新世、上新世和第四纪的沉积物，其中仅第四纪的沉积物就有1000米至1500米厚，那里的重力表现为一种负异常，它反映着物质的重力亏损方式，而后述情况应当是一种抬升而得到平衡的表现。因此，这是一种积极的沉陷趋势而不是由于堆积物重量而引起的消极的下沉。这种趋势可能是形成阿尔卑斯山的深部原因造成的。归根到底，超负荷的存在，或者更一般些说，地壳均衡的现象，并不能看作是地壳沉降的动力，而是相反。这种平衡只能在比出现沉降区更广大的范围里起作用。由此看来，一个沉降地区的沉陷通常都是在其邻近地区隆起的同时进行的，垂直运动的这一地点可以看作是另一地点的对位点。法-比煤盆地提供了这种沉降特性的例证，在这个煤盆地里，作为盆地沉降岩系的重要组成物的砾岩是由含煤岩系和盆地基底岩石二者形成的。由此可见，当盆地中心沉降并接受砾岩的时候，盆地边缘隆起并逐渐被侵蚀作用破坏。

总之，和造陆运动的隆起一样，沉降作用也是由于地壳的强烈变形而引起的。沉降和造陆运动是地壳变形的相互补充的两个方面。在洼地下沉的同时，邻近地区发生隆起，洼地有时可以被隆起地区侵蚀所产生的沉积物逐渐填满，沉降岩系就是这样形成的。另外，这样的洼地可能有一段时期并没有淤积很多的物质，只是在以后才被填满，像现在的某些大洋盆地就是这样的，在那里，远洋淤泥和浊流带来的碎屑物质的充填仅仅是正在进行着。因此，在这样的沉陷地的历史中，可以区别为未填满时期和填满时期。然而，在这种情况下，只能说这是一种沉降的充填，因此，对于地层工作者说来，为了查明过去发生的沉降（对沉积作用来说，这种现象具有独立的意义）确认沉积岩系的存在与否，即沉积作用的

存在与否是很有必要的。对沉积作用来说，这种现象具有独立的意义。

Ⅲ、沉陷地区的确定和造山运动的演化

沉降地层不仅在造山运动地区经常出现，它们在稳定地块区的稳定地台上和使地块区起伏不平的断陷谷内也同样存在。与已经得到的概念相反(在过去的概念中,以沉降为特征的地槽区与不可能发育沉降地层的大陆地区是两个相对立的构造单元)，沉降区并不是产生广阔洼陷的场所，从它们那里可以产生出许多的山脉。

长时间以来，造山运动地区的沉降地层成为支持一种设想的论据，按照这种设想，山脉仅仅是由沉降地区演化而成的，甚至地槽这个名词和地槽区这个词组也是根据这个观点定出来的。实际上,现在已经了解到，许多较大的造山带都是在非沉降地带或者只是在一些暂时性的和局部沉降地产生的。例如,比利牛斯山就是这样的,中亚的兴都库什山也是这样的，那里高达5000至6000米，最新的隆起几乎完全是由于古生代的造山带经过返老还童而形成的。此外，现在已经了解到，曾经演化成为山脉的所谓地槽区既包括沉降带，也包括非沉降带，后者的位置随着时间的不同而改变。例如，阿尔卑斯地槽就是这样的，它进一步分为所谓冒地槽的外部沉降区和一个所谓优地槽的内部沉降区，在冒地槽中堆积的是道芬系沉积物，该层的厚度较大，但其深度很小，同邻近的地台区沉积物很相似；按照深水的条件，在优地槽中可能堆积了较厚的沙-泥质岩系，看来，这种沙-泥质岩系只是一些原有洼陷区内的、未发生沉降的充填沉积；此外还可以划分出一个介于上述两个地区之间的中间地区，包括河流的浅滩或者短暂时期内出露于水面以上的地区，后者在中生代只接受了中等量的布里昂松阶沉积物。

沉陷谷的沉降岩系和在莱茵裂谷里所沉积的岩系相似，在后者中，新生代具有三千米以上的沉积物，最大沉降点从南向北逐渐转移。至于稳定地台的沉降岩系，则它们都和巴黎盆地的沉积岩系属于同一个类型。通常，这种沉陷地区只有通过钻孔才能查明，它们位于稳定地台的沉陷的地区，苏联地质学家曾以俄罗斯地台为例，称其为台向斜。这些沉陷谷和台向斜的沉降岩系证明，尽管这些地台表现了相对的刚性，但是它们也曾参予了地球的构造演化。

E. 造山运动旋迴和地层学

存在于地球表面的不同年代的和在不同程度上互相叠置的构造带使学者得出了关于造山运动旋迴的概念，根据造山带中各种不同沉积作用的表现，学者进一步地划分了造山运动的不同的旋迴——在地质历史中相继出现的不同的造山运动旋迴。

Ⅰ、造山运动旋迴的概念

人们把山脉的形成、发展、结束及消逝等一连串的现象称为造山运动旋迴。有时，也把和这一连串现象相对应的一段时间称为造山运动旋迴。

造山运动旋迴是以大的海侵开始的，后者开创了一个沉积作用期，这个时期的沉积作用有时候由于暂时的海退和小的海侵而中断。在上述沉积作用期后接着发生了构造运动和造陆运动，即形成了大地构造并进而形成了程度不等的重大的地形起伏。在上述的构造运

动和造陆运动持续进行并达到完成的时期，同时发生了侵蚀作用，这种侵蚀作用破坏着造陆运动所产生的地形突起，直到这种地形完全被破坏和彻底消逝，即直到造山运动旋迴所产生的山脉原来所占领的地方形成准平原为止。下一次造山运动旋迴开始的海侵，就在这个准平原面上推进。在这个经历了前一个造山运动旋迴的准平原上，又一个造山带经过沉积作用、成岩作用和刻切作用之后，再一次变为准平原。

在山脉的全部历史中所发生的这一系列现象不可能象旋迴这个概念所意味的再回到它开始的点上，或者在所有点上都再一次建立起和开始时一样的条件。事实上，在一次旋迴中所产生的造山带早在它们发育之前，从它们产生之时就已经具备了新的不同的条件，甚至，它常常参与了先前的造山带的返老还童过程。为了指示山脉的主要造山运动事件的后果及其一连串现象，有的学者提出了造山运动幕（drame）的概念，但习惯上很少使用。造山旋迴的术语一直被采用。

Ⅱ、沉积作用和造山运动旋迴

在那些出现在造山运动旋迴过程中的各种不同的现象中，构造运动和造陆运动是在不同程度的较晚时期相继发生的。与此相反，沉积作用和成岩作用则在整个造山运动旋迴中几乎没有中断过。因此，地层工作者可以在造山运动带及其附近的沉积岩系中查明各种不同的造山运动表现，可以追索这个造山运动的过程，以及确定其特性。

大部分造山运动旋迴看来都包括三个连续的基本时期：造山运动前的时期，同造山运动时期和造山运动之后的时期。同样可以查明，在这个造山运动旋迴过程所堆积的沉积岩是由两个大的各自独立的不整合面限定的，这两个不整合面是开始海侵的推进面和最终的准平原面，即由一个顶部不整合面和底部不整合面所限定。

a）造山运动前时期基本上是成岩作用时期。不过，在这个时期中，进行成岩作用的盆地地形及盆地的分布会发生变化，并且予示将来造山带某些构造特征的轮廓。

b）同造山运动时期始于构造运动或造陆运动的初期，终于最后的隆起发生和构造形成之时，在大多数情况下，这段时期都是一个复杂的时期，在这段时期里，成岩作用、构造运动、造陆运动和刻切作用等会按照一种必然的内在联系共同起作用，后者常常是所研究的造山带的特点。当旋迴中出现变质作用和花岗岩化作用时，本时期还是变质作用和花岗岩化的时期。

c）造山运动以后时期从始至终都是前阶段所形成的地形起伏被破坏的时期。当这种破坏作用完成的时候，即当造山带彻底消蚀掉、被准平原化了的时候，本时期也就达到了它的末期。这是一个消极的时期，其特征几乎与所观察的造山带类型无关。

d）底部不整合是这样一个层面，即在这个面上一个造山旋迴所堆积的最老地层覆盖了由于前一个造山带被破坏而形成的准平原。顶部不整合是这样的一个层面，即沿着这个面，后一个造山运动旋迴所堆积的最老地层覆盖在前一个造山运动旋迴中的造山运动以后时期结束时形成的准平原上。

结　　论

如上述，各种不同形式的海进、海退及造山运动乃是使得沉积岩层产生较大的不连续

并使岩相、厚度在水平方向和垂直方向上发生许多变化的原因。所以，地层工作者通过对这些变化和这些不连续性的研究就可以把这些基本现象——山脉的形成和海陆分布中所发生的各种变化——归入历史地质学的范畴。

第四篇的参考书目

AUBOUIN, J. — Propos sur l'orogénèse. *Bull. B.R.G.M.*, 1961, nº 52.

CIRY, R. — Sur divers types de transgressions marines. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo extraordinario. 1954.

CURRAY, J. R. — Transgressions and regressions. *In papers in marine geology*, SHEPARD commemorative volume. Mc Millan Company, New York, 1964.

DICKINSON, W. R. — *Tectonics and Sedimentation*, *Sp. pub.* 1974, nº 22 *of the Soc. Econ. Pal. and Min.*

DUNBAR, C. O. et RODGERS, J. — *Principles of Stratigraphy.* John Wiley and Sons, ed. New York, 1967.

KERCKHOVE, C. — *Sédimentation chaotique et tectogénèse : les olistostomes des nappes de l'Embrunais Ubaye (Alpes occidentales françaises).* Congrès international de Sédimentologie, Nice, 1975.

LANTEAUME, M. — Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes du flysch à Helminthoïdes des Alpes et des Apennins. *B.S.G.F.*, 1962.

PERRIAUX, J. — *Faciès flysch et faciès molasse : essai de caractérisation.* Congrès international de Sédimentologie, Nice, 1975.

LORIN, R. CONTESCU. — *Source areas for flysch sediment in light of global tectonics.* Congrès international de Sedimentologie, Nice, 1975.

PRUVOST, P. — *Sédimentation et subsidence.* Livre jubilaire de la Societe Géologique de France. 1930.

PRUVOST, P., ROCH, E. et SATO, T. — Le concept de cycle sédimentaire : retouches et compléments. *C.R.Ac.Sc.*, 1961, t. 253.

NEUVIÈME CONGRÈS INTERNATIONAL DE SÉDIMENTOLOGIE, NICE. — Tectonique et sédimentation, 1975, Thème 4.

第五编　古地理和古地理的演化

古地理是对地球过去面貌的描写，即海陆分布、地质特征、地形、海拔高度及地球的水文地理、海水深度、含盐度和海底性质、气候和根据沉积岩所能区分的每个地质时期的生物分布情况。古地理的演化表现了在地质时期里地球面貌所曾发生的变化，它们反映这种变化的历史，有时甚至还反映了这种变化的必然性。由此可见，古地理肯定是应该建立在对过去沉积岩的地方性剖面研究的基础上的，这就包括涉及到岩性学、岩类学、地层年代学以及关于这些地方性剖面在沉积环境方面的研究。这种研究是通过地层对比来进行的，通过地层对比可以判断在所研究的每一个地方性剖面中观察到的事实能够在水平方向上延伸得多远，在进行地层对比以后还要绘制所谓的地层图（Cartes stratigraphiques），每幅地层图提供了这些对比的某一种综合观点，然后，人们对这些观点作沉积环境方面的解释。最后，在将用这些方法相继恢复出来的古地理情况进行对比，并根据目前已知的某些古地理模式（这些模式会随着上述对比工作的进行而日益完善），对已经获得的结果进行评定后就可以完成这方面的研究工作。

第十章　对　　比

在进行地层对比时，首先要查明在所研究的不同的地方性剖面中是否存在一致的或类似的特征，其次是判断所了解的这些特征是不是由于同一的地质事件而产生的，最后，如果这些特征存在的话，则将这些地方性的剖面一个一个地进行比较。在这种情况下可以认为，根据这些特征判断出来的事件，过去在所有观察到类似标记的地带里都曾出现过。反过来说，在不同程度的比较广阔地区内看到的、由于同一个地质事件而产生的这种特征构成了这个地区地层对比的一种标志（标记）。

A. 对比的标志

照理，沉积岩层的每一种岩性特征、岩石特征和古生物特征都可以构成一种对比标志（标记）。然而，采用对比标志是需要慎重从事的，必须弄清其意义和重要性。

Ⅰ、标志的主要类型

一个特征只要具有以下两个条件就可以作为对比标志，一个是它可以被用来在一个程度不等的范围较广的区域里进行对比，另一个是它只和这个地区里出现的某一次地质事件有关。因此，人们有时候可以把岩石或岩性的特征做为对比标志，有时可以把与这些岩石

或岩性相关的某些物理特征做为对比标志，有时可以把古生物特征做为标志。

1．岩石或岩性标志

可以做为这类标志的有：

a）一种岩石性质特殊或颜色特殊的层，例如在一个单一的片岩层里的砾岩层或砂岩层，一个从整体上来说并不是红颜色的岩层中的红色层，或者还有：一个火山沉积物的退色层，一个褐煤层，一个鲕状层，一个矿化层，一个蒸发盐层，一个礁灰岩层，一个由某些重矿物聚积的层等等，人们称这些为标志层。

b）一个垂直方向上的岩相序列，例如从下向上由一个厚层块状泥灰岩层逐渐过渡到厚层块状碳酸岩化岩层，或者是某种正序列或负序列类型，复理石型岩系或磨拉石型岩系的出现，一个从海相系列向陆相系列过渡的层，一个古土壤层等等。

c）一个不连续面及可能与其相结合的形态，例如一个不整合面，古地形，地层的缺失，某些层面构造，一个突出的面，一个由于气候原因引起的沉积不连续等等。

2．物理标志

这类标志可以是：

a）电阻率、激发极化、天然放射性或由中子轰击产生的感应放射性、声波传播的速度等等，这些标志可能是由钻孔穿过相继的沉积体表现出来的，也可能是人们根据孔隙度的资料、粘结性、结构、岩石学或可能存在的液体等这些物理特征的数据推断的。

b）某一时代的感应磁性，特别是磁化率和剩余磁性。实际上，磁化率大小是随着沉积物中铁的氧化物颗粒大小、性质而改变的。例如陆源物质的磁化率在陆源物质的搬运过程中是递减的，即从源地开始逐渐减弱。它也在反映着某些陆源物质组份的来源、水流的状况并可能在这方面提供一个对比的标志。剩余磁性主要是从那些与沉积岩系相伴生的熔岩流中测得的。它的大小是依照熔岩流凝固时地球磁场的强弱而定的，而地球磁场的强弱是随时间而变化的，倘使有两个不同的沉积层，它们表现的磁化与地球磁极位置相同的话，那么这两个沉积层在原则上应是相同的。

c）某些矿物的热致发光性，例如石英等所具有的这种性质，即当受热激发时、以光的形式放出结晶过程中聚积的部分能量的性质。事实上，这种特性通常在外部因素作用（变质作用除外）下很少改变。因为这种特性能够保持无限的稳定性，所以它能够反映形成环境的性质、结晶速度等等，因面能够确定碎屑矿物（如石英等）的发源地。最后，因为这个原故，矿物的热致发光性可以做为对比标志，当一些相似岩层里的石英颗粒具有相同的热致发光性时，就可以判断，它们是相似的。

3．古生物标志

这可能是某种动物化石或植物化石的存在，某些生物群落，某些生物学或者某些生境标记的存在。

Ⅱ、这些标志的意义

在这些可能的不同类型的标志中，有些标志是与所有查明了标记的地带内的同一时期里发生的地质事件相关联的。因为这个缘故，这些标志被称为等时的标志，它们具有一种地层时代的意义。其它的标志被称为异时性的或分时的。

1．等时性标志

等时性特征指的是：这些特征的存在同区域历史的某一时刻相关连，或者它们是在过去的一种不可逆作用下生成的。因此，可以利用这些特征在这个区域范围内确定出一个平面，在这个平面上的所有点都是同时代的，也就是说，确定出一个等时面。由于这个缘故，相连续的两个等时面也就可以限定一个地层，在这个地层里的所有点大体上说来都是同时代的，即一个时代地层单位。这可能是：

a）某些岩石特征如火山灰的存在。事实上，当火山具有爆发特征时，火山可能向高空喷射出大量的热碎屑物，之后，在占优势风的作用下，这些喷出物可以飘散到很远的距离。例如，1932年智利安第斯山脉中的Quizapu 火山喷发时，就曾喷出了80亿吨左右的火山灰，火山灰覆盖了阿根廷、乌拉圭、巴拉圭南部和巴西南部的一半以上的地方，火山灰离火山口最远的距离达 3200 公里，覆盖了 300,000 平方公里的地面，堆积物厚达 1—25 公分。显然，这样的现象可以发生于地质历史的任何时间，从地质时间的瞬时性来看，这是一个极好的等时性标记。因此，可以利用热碎屑层来对比石炭纪的某些内陆盆地，特别是在中央高原的塞文（Cévennes）和卡尔玛（Carmaux）盆地，在那里，由同一个喷发活动所形成的碎屑层显示出它们极大的相似性。

b）某些物理标志，如放射性或岩石的剩余磁性等。在很少的情况下，可以通过放射性方法直接测量沉积物的年龄；利用岩石的剩余磁性可以解决全球范围的对比问题。不过，实际上，地磁场是不能以不倒转的方式演变的。与此相反，在一个已知点上，在过去不同的地质时代里，地磁场的方向可能是相同的。而且，在根据长期变化（这个变量大大地高于平均磁场的缓慢的变化率）或者通过干扰磁化进行测量这一方面还是有一定困难的，因此，在进行地层对比时，单独使用古地磁方法是不能提供无可辩驳的决定性证据的。不过，在其它方面还是可以根据它们做出推断的，根据所有的推断就能够作出结论了。这样，把古地磁方法与放射性年代学方法结合起来，就能够解决地层对比问题了。

c）某些古生物学方面的标志，如特征化石的存在，人们知道，这些特征化石可以确定生物带，又如特征化石群可以确定动物带和植物带，也就是说，根据化石可以确定生物地层单位（unités biostratigraphiques）。因此，人们比较更喜欢研究那些演化速度较快谱系的海相生物化石，在这些生物中，其再生产循环包括一个至少是远洋生活的生物链，而且，在同一个地层里，这些生物可能由大量的个体表现出来。

——例如，人们长时期以来一直利用三叶虫、笔石和棱菊石属来鉴定古生代地层，利用菊石和箭石来鉴定中生代地层，这些生物组以一些生物为代表，在后者的循环中至少包括一个远洋生物链。与此相反，鉴定第三纪地层，人们长时间满足于腹足类和瓣鳃类，即在不同程度上在离海岸很近的地方和海底生活的生物，根据这些生物虽然不能进行不同沉积盆地间的对比，然而它们却能够提供大量的变种，而且，这些生物是长时间以来一直被用来鉴定第三纪地层的唯一的化石。基于同样的理由，在同样的困难情况下，人们也利用腕足动物、珊瑚骨、钙藻、苔藓虫、轮藻、脊椎动物、蕨类植物等等来对比包含它们的地层。因此，在地层工作者目前所使用的地层年代系统中，有许多基本划分是建立在这些具有代表性的生物组的基础上的，即建立在大型化石的基础上。不过，这些大型化石具有一些重要的缺陷。例如，一般说来，它们的数量都比较有限。另外，相对地说来它们比较少见。此外，它们在地质钻孔中常因被钻头破坏面没有任何用处。因此，人们越来越喜欢利用微体化石来对比地层。

——微体化石　与大型化石的情况相反，在有微体化石存在的地方，它们一般都是大量地出现。由于它们的个子小，它们是完整无损的，可以鉴定的，甚至于在钻探泥浆中也可以被鉴定出来。因此，它的水平延伸及其影响通常都是很广的。最有用的是有孔虫、底栖的有孔虫和远洋有孔虫，特别是古生代晚期的纺缍鏈科，侏罗纪晚期的 Calpionelles，白垩纪的园笠虫类和截球虫类，第三纪的蜂巢虫类、园片虫类、货币虫类和园辐虫类。此外，学者也利用介形虫来进行地层对比，这是一种两瓣的微甲壳类，现在已经知道，从寒武纪至现代都有这种生物生长，并且它们遍布于全世界。另外还有牙形石，这是一种尚未鉴定出来的生物遗体的磷酸盐碎片，但已知道它们是海生的和远洋的，这些生物生长在从志留纪到第三纪这一段时期；除此以外，学者还利用从上寒武系到下泥盆系的页岩和泥灰岩中的微体生物——Chitinozoaires以及超微体生物化石（nannofossiles）——即个体特别小的生物化石，例如白垩纪某些鞭毛虫所形成的球石类（Coccolithes），单细胞的漂浮藻类的外壳痕迹，成因不详或尚不认识的微粒，如圆球或圆锥形微粒、圆盘状微粒等等。此外，学者还利用高等植物的孢子和花粉。事实上，作为地层特征的这些孢粉常常是由昆虫、水、风在各种不同的环境里搬运、分散到很远地方的，这些环境可以是海洋的，也可以是大陆的。然而，由于同样的植物可以提供不同类型的孢子，而一些种类的植物，甚至是不同属的植物却可以提供形态相同的孢子，这样，就得把它们归入同一个种属了，所以，孢子在区域地层年代上的意义还不是绝对地无可争议的。不过，一般说来，这样的种属在地层里没有同样的垂直分布。

——当然，根据古生物标志所确定的平面或生物地层单位只是在这些做为标志的化石都属于同一个谱系，而且它们的演化速度很快的话才是等时的，即：如果这些化石是很好的特征化石，并且在它们整个散布带的所有点上这些种属的散布是准瞬时（quasi-instentanée）的话，也就是说，只是在这些被用做标志化石的生物种属并没有从它们的出现地不同程度地缓慢地迁移的情况下才能是等时的。然而，目前我们对生物种属的迁移现象还了解得很差，当然，从地质时间来看，这种迁移的影响可能是不可忽视的。不过，这种影响会构成错误的根源，这种错误会使得那些根据古生物标志建立起来的地层时代对比的质量有所减低。

2. 异时性标志

异时性标志是与某一种地质事件相关联的特征，这种地质事件在人们观察这些特征的不同地带里不是必须出现在同一个时刻。因此，在一个不同程度的宽广地区内，与一定事件相连系的那种特征所确定的平面在一定延伸的地区内有时可能是等时的，但是，在一般情况下，这种平面都与在这个地区确定的等时面斜交。在这种情况下，人们就称这种面为穿时面（diachrone）或者异时面（hétérochrone）。当一个海侵系列具有几个相继的海侵斜面时，这个海侵系列的底面就是这样的异时面。另外，在同一个沉积岩层的内部，两个不同相的沉积体的界面也可能是这种情况。此外，这种面还可能是一种在岩石学上说来已经做出结论的面，某一种岩相序列的面……。两个相继的异时面确定一个地层，这个地层里的所有点近似地表现为相同的岩性和岩石特征，人们称这样的层为岩性地层单位。

B. 对 比 的 方 法

Ⅰ、岩石、岩性或物理标志的对比

这种对比可以确定研究地区不同岩性地层单位的水平延伸度。按照各种不同的情况，对比可以根据横向的连续性来进行，也可以根据岩石和岩性的相似性或相继沉积体物理特征之间的相似性来进行。

1. 根据横向连续性进行对比

在这种情况下，所利用的横向连续性是那些可以在野外直接查明并且没有任何中断的连续性，或者，就像在沉积岩层的制图工作中，当人们在野外追踪确定的标志层或某一不连续面时的情况。根据这种横向连续性可以迅速而简单地完成所要建立的对比。然而，这种对比的实际意义是有限的。事实上，在很大范围上连续地追踪一个岩层是有困难的，因为，侵蚀作用会经常发生并且在局部地方将这种岩层破坏掉；不过，稠密的植被和土壤层，或者最新的地层可能把这个地层掩盖起来，影响人们得出地层连续的结论。实际上，只有通过那些关于地震反射波的记录才可以把长距离内的一个地层面或者构造面追索出来，虽然这只是一种间接的方法。

2. 根据岩石或岩性的相似性进行对比

当露头是不连续的时候，根据这些相似性仅仅可以建立岩石标志或岩性标志间的对比。在实际工作中，由于这些对比，当人们漏掉标志层时，就可能把这种已经确定的标志层辩认出来。当然，这样建立起来的对比，其所利用的标志越是确定得精确就越是可靠。为此，人们通常比较愿意利用岩石标志而不愿意利用岩性标志，不过某些对比还是根据岩性序列间有相似性而建立起来的。

序列的对比是关于岩性曲线细节或者正序列或负序列、对称或不对称序列、小序列或大序列、有无韵律性等的比较（图106），也就是说，是关于一些特征——那些表现了所研究岩层在沉积学方面的演化过程的特征——的对比。通过这些对比可以鉴别岩性总体中的这一种或那一种岩性——其相似性表现得并不十分明显的岩性。此外，这种对比有时还可以确定等时面。在一般情况下通过岩相与岩相的对比或序列与序列的对比可以确定异时面或异时单位，但所有观察到沉积层反转现象（即由一个正序列向上过渡到一个负序列）的地段则实际上是等时的（图107）。

这种特性在海进而后海退所产生的系列（即一个典型的沉积旋迴）表现得格外明显。这种特性被视为一个原则，即**Israelski原则**。

3. 建立在物理因素相似基础上的对比

通常，人们只是在没有钻孔资料时才根据这些物理因素的相似性来进行对比。这样进行的对比是根据每个钻孔所穿过的相继岩层的电参数、放射性、声波或其它参数的记录而建立的。这些对比只有当人们承认**因果律**时才是可能的，根据因果律，从一个钻孔到另一个钻孔所记录的某一现象的稳定性可以证明：这个现象的原因是相同的。承认了这个原则，人们在看到一个钻孔的测井图和另一个或者几个钻孔的测井图相似的时候就可以得出结论：各地的沉积条件是相同的，相应的岩层无疑也是相同的（图108）。

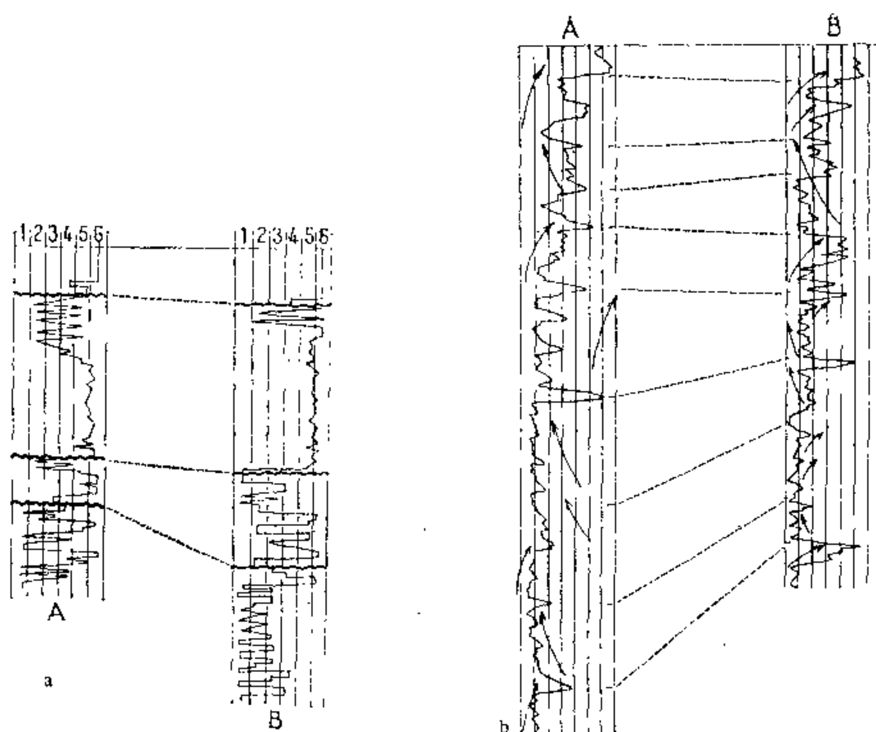


图 106 序列对比举例

a）根据在A和B上所观察的相继序列的岩性曲线间的相似性可以进行岩层对比，后者由忆想的连线表现出来（据J. Delfaud，1972）； b）根据在A和B上所观察的相继正序列和负序列的特征用忆想的连线做出的对比（据O. Serra，1972）

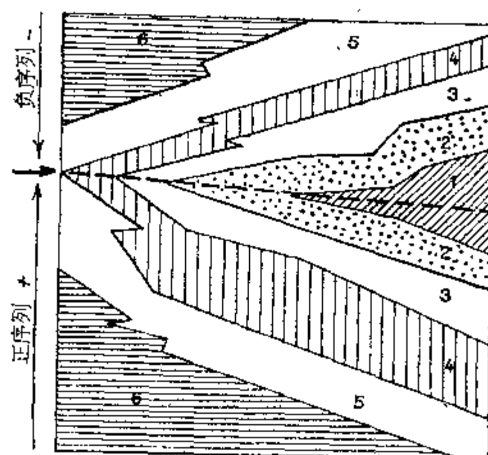


图 107 Israelski原则的应用

方框的两个水平边表示两个相继的等时面。（1）半深海历时相；（2）浅海相；（3）和（4）浅海表层沉积相；（5）沿岸沉积相；（6）大陆沉积相。按照Israelski 的原则，L线表示等时面
（根据B. Mamet 1972原图修改）

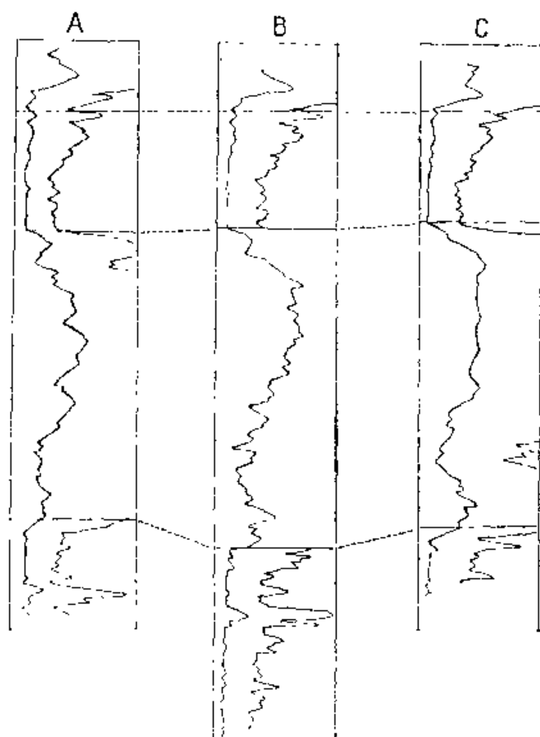


图 108　测井图对比的例子

通过忆想线而做出的对比是根据在A、B、C三个钻孔所记录的曲线的相似性而做出的（据O. Serra 1972 年原图修改）

实际上，测井图的对比常常是很棘手的。事实上，在测井图上所测得的各种参数并不是朝着同样的方向变化的（图109）。例如，从页岩层向砂岩层过渡一般表现为自然放射性的减弱，通常为负号的激发极化发育，即相应的记录曲线向左移动，而感应放射性曲线、

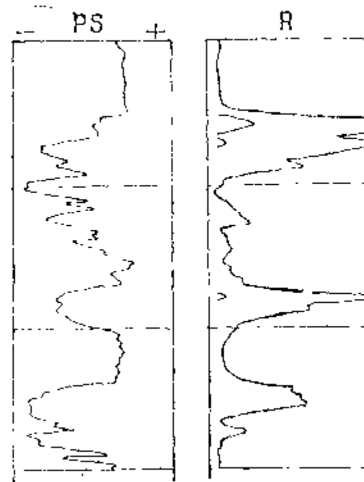


图 109　同一个沉积层的激发极化曲线（PS）和电阻率曲线（R）的变化记录

在这两条曲线中，各个峰值常常是相互对应的。不过，它们有时候朝着同一个方向偏离，有时候朝着相反的方向偏离

（据 Krumbein和Sloss, 1963）

声的传播速度曲线和电阻率曲线则转向右边。另外，在建立这些对比的时候，应当区分在相当广阔地区内的总体的对比和空间上极为局限的细节的对比。再者，应该努力透过这些曲线形态的相似性，尽可能地去追溯相应的沉积机械作用。然而，这并非总是可以轻易地做得到的。通常，人们在比较这些曲线时，首先要对比所研究的不同钻孔的电阻率曲线。然后，借助于其它测井图，试图证明所得到的结果。之后，人们努力指出相应的岩性特征。最后，因为由测井图所表示的这些特征全是岩性特征，所以，就像其它的岩石或岩性对比一样，在作出结论之前，必须把那些根据生物演化情况做出的对比和根据测井结果所作的对比进行调整，即只要能够做到的话，就根据化石来进行对比。

Ⅱ、古生物标志的对比

通过这种对比可以确定所研究地区中不同的生物地层单位和地层时代单位在水平方向上的延伸程度。当然，和活着的生物一样，化石的分布也是不连续的，在进行地层对比时，人们只能以古生物标志为依据，即根据存在于化石或生物组合间的一致性或相似性。

因此，人们把含有同样特征化石的一个个的露头或者一个个不同的钻孔归人同一个生物带；把一个个不同的观察点产有同样的动物或同样的植物的地层归人同一个动物群带或植物群带。

另外，为了扩大古生物横向对比的意义，人们探索生物带横向渗透的可能性，即可能存在于相邻生物带间的中转。例如，在上白垩系及其相邻层位中某些生物礁的分布地区内，人们在生物礁中发现有厚壳蛤类，在生物礁外围有圆片虫类，更远处有截球虫类，厚壳蛤类生物带与圆片虫类生物带之间以及圆片虫类生物带与截球虫类生物带间渗透的存在就使得含厚壳蛤类的生物礁与含截球虫类的远洋层间能够对比。同样地，人们利用动物群带和植物群带的可能存在的横向渗透，或者动物群或者植物群地理分布延伸区的可能的相互重叠，即动物群省或植物群省来进行对比。例如，在欧洲的上白垩系地层中存在一个含菊石的北方省和含厚壳蛤类的中部省，由于在这些省之间存在一个含圆笠虫生物省，而这个圆笠虫生物省又包含了在阿基坦的中部省和巴黎盆地西南部的北方省，所以在这些省之间的对比是可能的。

当然，古生物可对比区的扩展意味着：人们要对比的群落生境间是存在着联系的，也就是说，在相应的沉积区间是具有某种连续性的。因此，在那些基本上是不连续的大陆地层之间进行对比是有困难的。这种困难还在于陆地生物常常不如远洋生物那样容易扩散，而且气候的变化（它们也是这种扩散的因素之一）在大陆环境大大地超过海洋环境。最后，古生物对比范围的扩展还意味着作为对比标志的不同地点的生物生态要求比较一致，即人们所要对比的沉积层应能指出比较一致的环境。由于这个原故，对比陆相地层与海相地层是比较困难的。除非分布的是特殊的生物，即孢子与花粉，否则，人们至多只能研究过渡带岩层，即在堆积沉积物的地方，人们所要对比的动物群或植物群是可以互相渗透的。当然，这些过渡带的岩层有时是可以得到的。例如石炭纪滨海煤盆地就属于这种情况，该地的优越位置（该地正处在海洋和陆地之间的交界处），使得人们能够据以对比那个时代的海洋与陆地的规模。但是，由于过渡带地层在水平方向上都延伸得不够远，所以它们常常消失了。结果，许多海相沉积物与陆相沉积物间的对比是靠不住的，甚至是不能成立的。例如蓬蒂阶岩层就属于这种情况，它标示着在地中海地区中新统与上新统的界线。事实上，这些陆相地层在这里是与中、新统末晚期地层连在一起的，而在那里则是与上新统开始期的地层连在一起的，因此，人们就不能确切地判断出相应的海相地层。

C. 对 比 的 结 果

在一个地区查明的对比结果，通常都是以综合曲线图和对比图表的形式表示的，这些图表是以后进行解释时所依据的基本资料。

I、对 比 图 表

这种对比图包括所研究的每一个露头或每一个钻井的地层柱状图，有时候还包括相应的电测井图。这些不同的柱状图和测井图，如果它们所代表的地段在野外大致上是在一条直线上的话，那么，它们的相互位置，应按照一定次序，一个挨一个地并列地画。如果不是这样的话，应该极严格地使用立体图表示（图110），但，人们常满足于使用平面上的一个延长轴来表示，将所研究的各个点按照一定次序投影到这个轴上（图111）。

在每个柱状图上，代表同一意义或者同样年龄的标志被特别强调指出。然后，把这些同一意义或同样年龄的标志用忆想点线从一个柱状图到另一个柱状图连接起来。这样，就

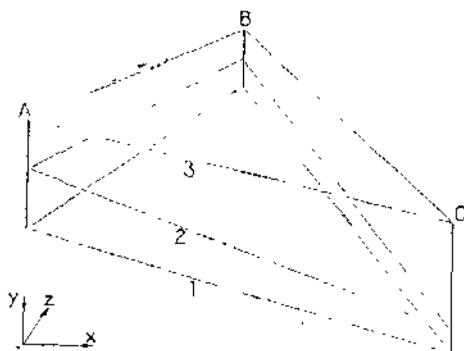


图 110 立体对比图

不在一条直线上的A、B、C三个点上所观察的标志1、2、3用忆想点线进行对比

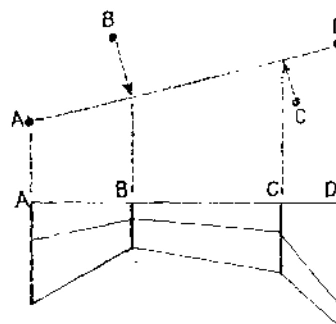


图 111 建立在不在一条直线上的A、B、C、D四个点之间的对比图的结构

出现等时面和这些等时面所限定的相继的时代地层单位，其它的异时面和异时面所限定的岩性地层单位。最后，在两个相继的对比面之间，在叫作对比间隔（intervalle de corrélation）中，地层是相互平行的，在不同的柱状图上，这些平行的地层可能没有任何相似之处，在这种情况下就不可能类同（图112）。

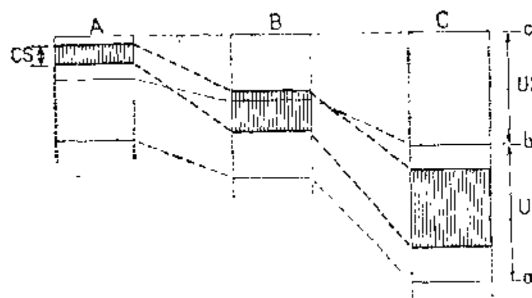


图 112 对比图的基本要素

如果a、b、c是相继的等时面的话，u_1和u_2就是两个相继的时代地层单位，而cs沉积体和限定它的两个面就是异时面。在一般情况下，最好都能像本图那样，将所探讨的、最新的等时面的各种不同的地层柱状图加以调整

Ⅱ、对比图表的解释

使用对比图表可以一个一个地研究、比较由等时面和异时面所组成的两族面(图113)，进而达到对比的目的。事实上，只有在了解了厚度在水平方向上的变化情况、相在水平方向上的变化情况和时代地层单位在水平方向上消失的情况等之后，区域历史中的基本地质事实才能够查明。

1. 厚度在水平方向上的变化

这可能是在给定的一段时间里，也就是说，在一个等时地层单元里的有代表性的地层厚度的变化，这种变化是根据限定这个地层单位的两个等时面相互远离或靠拢而辨认出来

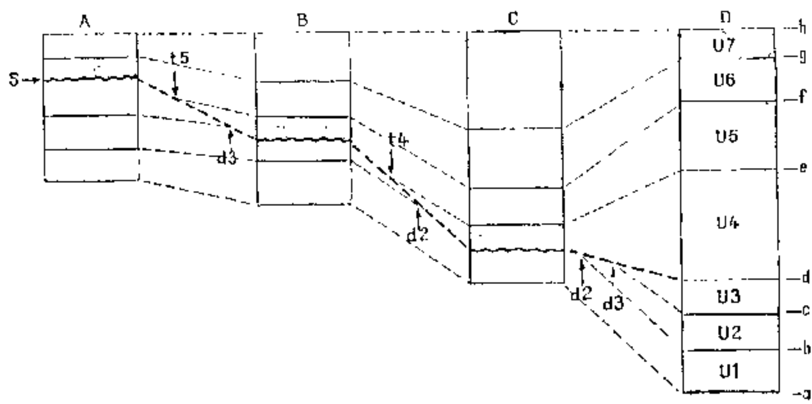


图 113 对比图表及其解释示例

设 a、b、c、d、e、f、g 和 h 表示相继的等时面，并且图中所表示的地层都是海相的，A、B、C 上的 S 平面表示为出露层，u_1……u_7 的时代地层单位的次序是连续的话，则：

——斜线 d_2 和 d_3 是由于 A、B、C 段在 U_3 末期突然出露于地表、随后遭受侵蚀而形成的。因此，S 是一个不整合面。C段上的 u_2 和 u_3 之所以缺失及B段上的 U_3 之所以缺失显然是这种侵蚀作用造成的结果，由此可见，C 段上所遭受的侵蚀作用是比较强烈的，可以推断，在 u_4 以前，C 处曾是隆起的最高点。

——斜线 t_4 和 t_5 是在 u_4 末期，在当时仍为海域的D段由于一次海侵造成的，这次海侵逐渐朝着A段的方向进展，它重新占领了从前出露于地表之上并遭受侵蚀的B、C、D段。很显然，B 段上u_4之所以缺失和A段上 u_4、u_5 之所以缺失都是由于这些事件造成的结果，在这方面它们和那些着重地指出了沉积中段的滨岸相的异时面是一样的。

——在 U_4 所代表的时期里，沉积作用速度最大的地区在D，以后在 U_6 和 U_7 所代表的时期里，该区转移到C上。由此可见，图中所表示的这个地区曾随着海侵的进展而逐渐变形。

的。这样的变化反映了从一个点到另一个点的沉积作用的强弱，特别是，这样的变化可以使我们从密集地层中区分出复合地层（séries compréhensives）。另外，这也可能是岩性地层单位或生物地层单位厚度的变化。这种变化也是根据相应界面的远离或靠拢而辨认出来的。

2．相在水平方向上的变化

这种变化可能是从不同柱状图间在同一个时代地层单位里可能存在着的差异引起的。例如，这可能是从陆源碎屑沉积作用向碳酸盐沉积作用过渡，从陆缘岩系向半深海岩系过渡，或者大陆岩层与海洋层同时堆积。

3．时代地层单位在水平方向上的消失

当然，这些消失是由于相继等时面的靠拢使可辨认的厚度减小的结果。这些情况与重要的不连续相关。当这种不连续分开了两个整合的沉积体，并且指出这两个沉积体的沉积环境是一致的时候，这样的消失仅仅是由于沉积作用的局部中断而发生的。而当这种不连续是不整合的时候，则按照所观察的地层单位的位置（在不整合面之上或在不整合面之下），一个时代地层单位的消失可能是由于侵蚀作用面消失的，也可能是由于伴生有海侵斜面的海侵作用而发生的。因此，只有通过钻探地质学方面的研究才能查明某些密集的现象，某些与不整合有关的侵蚀作用，或者海侵斜面和地层圈闭（这些不同的现象可能在这些侵蚀斜面上和地层圈闭中呈现出来）（图114）。

总之，通过对比可以将所有必要的资料综合起来，进而恢复每一个已知地质时代的研究地区的地形并描述这些古地理的演化情况。不过，在着手恢复古地理以前，最好先将各

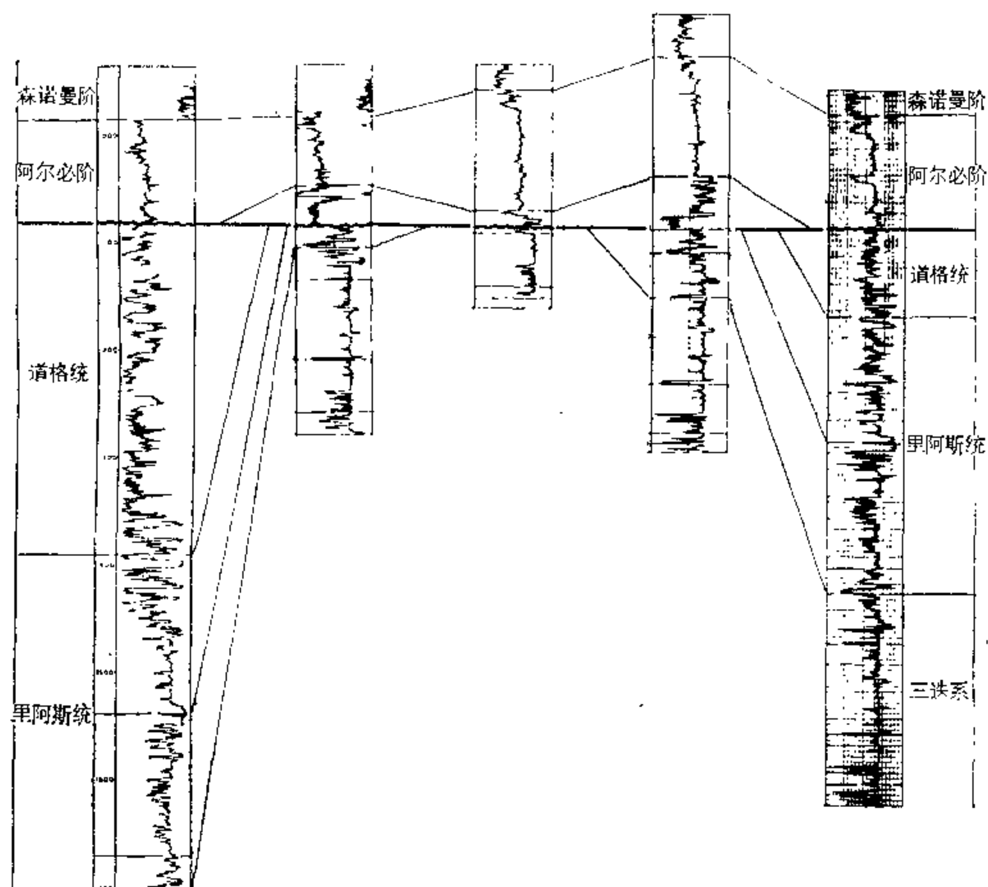


图 114 在阿尔及利亚萨哈拉的Gassi—Toull地区，通过测井图的对比显示出来的前阿普第阶的不整合及与这个不整合有关的侵蚀作用

（据 O. Serra, 1972）

种资料归纳在一起绘成图件，即地层图。事实上，这些图件可以比较完满地（尤其是更有启发性地）把通过对比所获得的某些基本成果表现出来。

第十一章　地层学的图件

原则上，所观察到的每种特征或每种地质事件都可以绘制成图，或者建立地层柱状图和它们之间的对比图。这样，人们就可以着重地指出这种特征和这个事件并且很好地揭示它们的水平延伸和变化。然而，实际上，人们建立的仅仅是研究区域的地层时代图，一些等深线图，一些等厚度图，相图，有时还有古地质图。

A. 时代地层图

这是等时面与地形面相交的图。因而我们经常所使用的1/80000和1/50000地质图就是时代地层图。在这些图上，等时面是用细线表示的，每一个时代地层单位是用代号及与这种代号相结合的颜色来表示的，而常用的地质图上所包含的断层则是用粗线来表示。

在了解一个地区的地质情况时，这种图件是基本的参考资料。为了建立这种时代地层图，人们首先要研究这个地区所包含的各种露头。对每一个露头都要画一张地层柱状图，然后，可能在这些不同的柱状图之间建立对比，最后，当在野外努力追索这些等时面的同时，将已查明的等时面描绘到地形图上。另外，在绘制这张时代地层图的同时，还要编写一份说明书。这个说明书要概括地描述可观察的地质构造，尤其是所见到的时代地层单位，更确切地说，是对这些时代地层单位的岩石特征、岩性和古生物的描述。最后，在平常所使用的1/80000和1/50000地质图上，有时还要使用适当的符号来反映过多的岩性和岩石学方面的资料。因此，一张时代地层图是一个完整的资料，它反映相应地区地层时代单位的一致性，反映地区内露头的形状和延伸范围，反映每一个地层单位的厚度和它们相互关系的某些特性。最后，这个资料还反映区域的构造变形，并且常常可以标明这些变形的时间。因此，这样的图也是一张构造图。

B. 古地质图

这些图是观察地区在一定的地质时代里的露头图。因此，这是过去时间的地质图，它们有时是一些被最新地层覆盖的过去的地质图，即它们既是古时代地层图同时又是古构造图。人们有时称这些图为揭去盖层的地质图。因此，人们常绘制观察地区在大海侵前夕的古地质图（图115），即绘制过去的一个大的不整合面上的石化了的层面。有时候，人们也绘制过去侵蚀面上堆积的海侵沉积层地质图，这样，人们就获得一种被称为下部地质图的略微特殊的古地质图，或者，按照石油地质学家的形象化的表达法，叫做目估图，他们的意思是，通过这些图能够“看到”相应的海侵期后的地层实况。

从这些图的本身的性质说来，这些古地质图几乎只是根据野外钻探资料（有时候还有野外地震反射资料）绘制的，这样的钻孔越多越密，则这些图的精度越高。因此，这主要是石油地质工作者所使用的图，特别是为了发现和确定老的构造积顶点，或者确定老的海

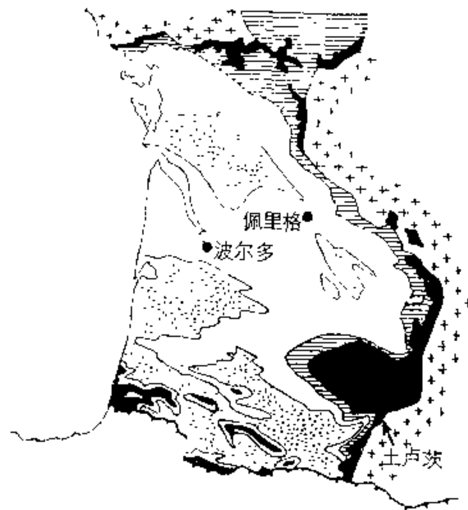


图 115 阿基坦的白垩系顶板图

图例：+＝基底；黑色＝三叠系＋里阿斯统；水平晕线＝道格统＋下牛津阶；白色＝上牛津阶＋下启莫里阶；点号＝上启莫里阶＋波特兰阶。这个图同时是古时代地层图和古构造图。它特别指出现在阿基坦许多大的深部构造是白垩纪前夕的位置。注意，被推定为第三纪的北比利牛斯冲断层在图中只用一个标志表示

（据阿基坦地理图集，1973）

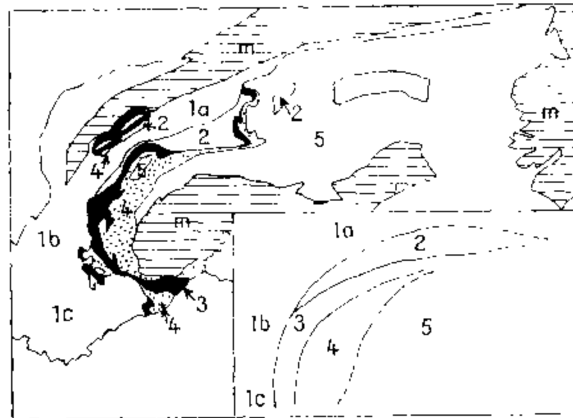


图 116 阿尔卑斯构造简图及其相应的复原草图

1—外带（1a：海尔维第段，1b：道芬段，1c：普洛旺斯段）；2—瓦勒萨纳带；3—亚布里昂松和布里昂松带；4—皮埃蒙特带；5—南阿尔卑斯；m—阿尔卑斯周围磨拉石建造。可以看到，在这张复原图上被区分出的某些古地理区是在阿尔卑斯切向构造发生时碎裂的，后来朝不同的方向分散。这种情况在第3带和第4带中格外明显

（据M. Lemoine, 1972）

侵倾斜面及地层圈闭（这些构造可以互相参照，根据其中一个可以鉴定其它)而使用的图。

另外还有一种略微特殊的古地质图，这种图是人们在试图恢复全部古地理情况前在那些曾经遭受切向构造变动的造山运动区，特别是在象阿尔卑斯那样的大的推复体地区绘制的（图116）。这是一种将已移位的构造单元恢复到它在构造发生以前所占据的位置的复位图。人们将这些图称为复原图。这些图的不便之处是它们通常都是根据一些古地理的结论获得前所作的解释（人们就是根据这些解释做出结论的）绘出的，而人们精心绘制这些图件又是为了有助于古地理的恢复。

C. 等深线图

这些图表示一定的地质界面现实深度的变化情况，例如古生界顶面（图117）或者上白垩系底面的变化。这是一些曲线图，它上面的每一条曲线都是被观察的地质界面曲线在地形图上的投影，并且，每一条曲线都带有负号标深数字（图118)。通常，人们这样来表示一定等时面深度的变化。

显然，要想绘制这样的图，必须掌握完整的钻孔资料，这些资料可以用地震反射资料补充，也可以不用它们。在地形图上标出各个钻孔的位置，每一个井位标注有所研究的界面达到的深度的数字（图119)。然后，根据这些资料和细致的研究选定曲线间隔，例如50米或100米的间隔。最后，等厚曲线是以包括两个相继曲线之间的点的方式画出来的，这些点是岩层一侧的标高点，岩层的深度由相应的两个界面规定出来。上面所采用的程序就是当

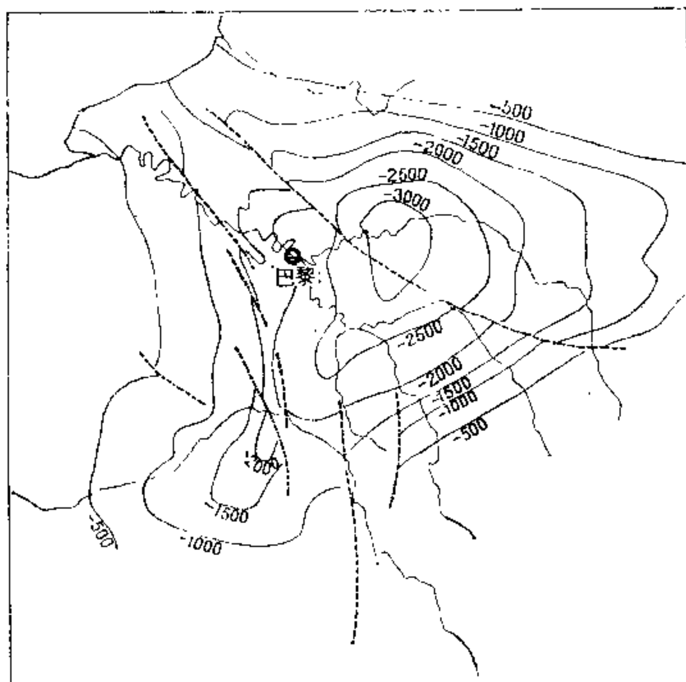


图 117 巴黎盆地古生界顶面等深图

特别要注意，现代巴黎盆地的中心位于布尔，并且这样形成的洼地在西南方构成了一个大的沉陷沟

（据Hertier和 Villemin，1971）

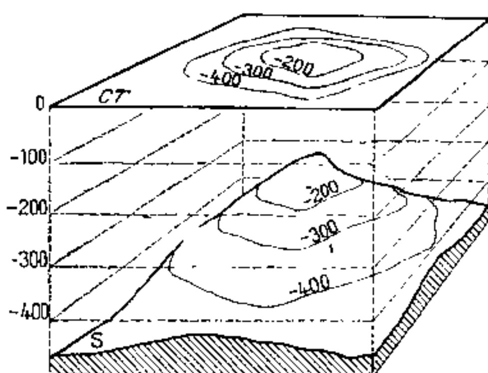


图 118 绘制等深图的原理

每一条等深曲线是S面上不同深度曲线在地形图CT上的投影

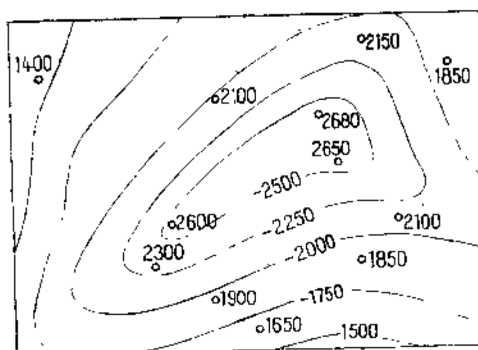


图 119 用来表示钻孔所提供的所有数字资料的曲线图绘制原理

两个相继的曲线包括一些钻孔的地点，这些钻孔提供了一组数字资料，其中包括为了确定这两个曲线而选择的两个值

人们打算在图上用曲线表示钻孔或地层测量的成果时每一次所采用的程序。显然，所观察的点越多越密，则所得到的这种图就越精确。

等深图通常被用来在那些未变形的沉积盆地里揭示沉积物的厚度变化情况——揭示沉积盆地里相继堆积的岩层厚度在水平方向上的变化情况——判断这些变化在这段时间里的演变。在已变形的沉积盆地里，更确切一些说，在其历史中有好几个变形阶段的沉积盆地里，

当根据地面观察不可能了解其变化情况时，特别是当那些古构造在一次大陆侵蚀之后完全被一个海侵层所掩盖的时候，等深图常被用来揭示深部界面的变形。此外，在那些由于变形而自身历史被多次中断的沉积盆地里，通过两个相继的等时面的等深图的对比，在人们能够区分变形和原始沉积厚度的变化的条件下就可以查明两个变形阶段的连续性。最后，在这些同样的盆地里，利用等深图还可以查明构造的圈闭，因而能够确定那些可能存在的油气田的位置，这些油气田通常位于深部背斜构造的顶部。

D. 等 厚 度 图

这些图表示一定地质单位厚度的变化情况，例如阿里斯统的厚度变化情况（图120）或者一个岩性和岩石学特点已被确定了的岩层的厚度变化情况。这是一种曲线图，在这种图上的每一条曲线都是由一些代表同样厚度的地质单位投影在地形图上的点构成的，每一条

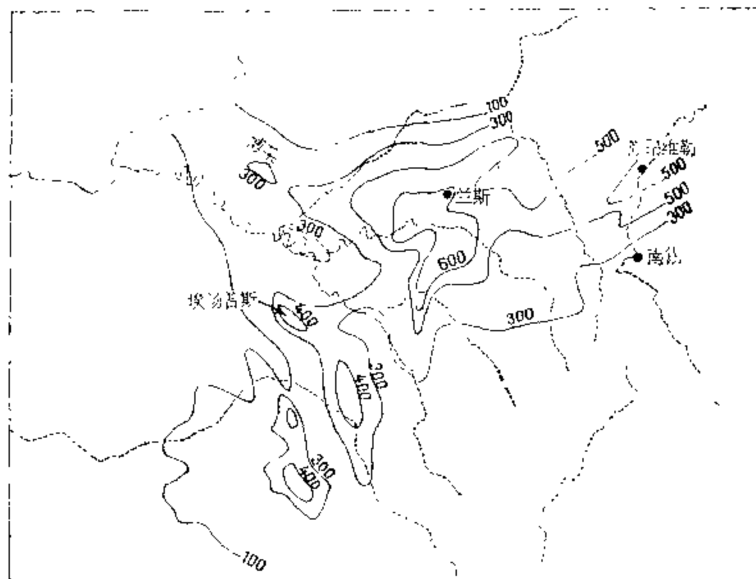


图 120 巴黎盆地里阿斯统等厚图
（据O.Serra, 1971）

曲线带有表示这个厚度的数字（图121）。因此，常常用来表示一定时代地层单位厚度的变化。

画这样的等厚图，显然必须掌握厚度数据，也就是说，当限定这个地质单位的两个平面互相平行时，要依照限定它的这两个面的垂直方向投影的数据，相反地，若这两个面不平行，则要依照其顶面的垂直投影数据。这样的数据可以在不同情况下根据有利的露头（即当地形足够起伏时）钻探或地震反射资料（它们指示出了这些连续地质单位的顶面的深度）直接获得。然而这些不同程度的直接的数据只有当顶面是水平的时候才是正确可用的。在相反的情况下，所观察到的每一点的厚度都必须根据相应露头出露的宽度或者根据钻孔穿过的厚度按照倾斜加以计算。有时候，人们在这种情况下绘制所谓的等时图，这种图以和等厚度图同样的方式，根据观察点的垂直投影数据画出视厚（图122）。当然，当被观察的地质

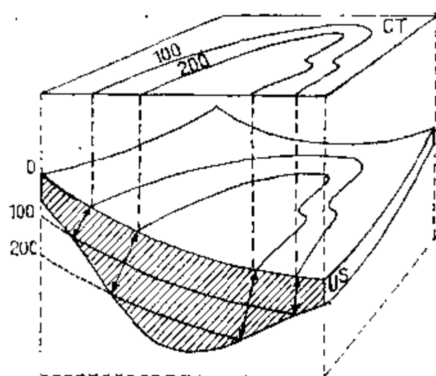


图 121 等厚图编制的原理

每一条等厚度曲线都是地层单位 US 在地形图 CT 上的垂直投影点，对该地层单位绘有表示已知厚度的等厚度图

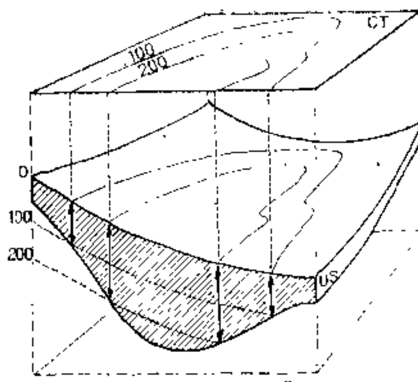


图 122 等时图编制原理

每一条等时曲线都是地层单位 US 在地形图 CT 上的垂直投影点，对该地层单位绘有表示出已知垂直厚度的等时图

单位的顶面是水平的时候，相应的等时图也就是等厚图，而当所研究的沉积盆地在很大范围内发生变形时，所画的等时图就可能与等厚图不相似了。最后，如果掌握了被观察的地质单位的顶面和底面的等深图的话，那么，就可以编制等时图（在有利条件下还可以编制等厚图)。这样制成的等时图或等厚图被称为汇合图。

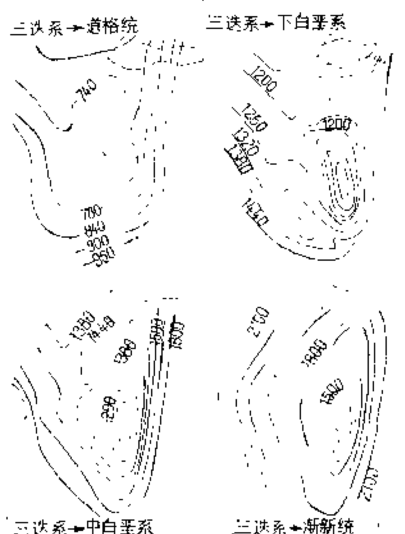


图 123 由累积等厚度图所显示的盆地同沉积变形：西西里 Raguse 碳氢化合物盆地从三叠纪到渐新世的构造演化

这些相继的等厚度图代表了从三叠纪到渐新世末期的底面的形状。因此，通过这些图的对比可以查明盆地逐渐变形的情况。这样，可以认为，Raguse 构造是从早白垩世开始形成的，直到渐新世时这个圈闭构造才具有明显的规模。在这段时期里Raguse 形成了一个可以储存碳氢化合物的圈闭构造，后者的开始形成是在三叠纪。注意：图中标出的厚度单位为米。用不连续线表示的区域是Raguse 城

（据 A.Perrodon，1966）

当然，等厚图是可以直接反映相应地质单位的厚度变化的。除此以外，这些图件还可以帮我们解释所看到的变化的成因，不过，在做解释之前，必须先根据不同情况进行不同程度的比较简单的讨论，因为同样类型的曲线网可能是由原来不同的现象造成的。因此：

——假若所研究的地质单位是由两个相继的等时面限定的话（即如果它是一个时代地层单位的话)，并且假若组成这个时代地层单位的沉积物是以连续的方式向上面的地层单位过渡的话，那么由等厚图揭示的厚度的变化仅仅反映沉积厚度由一个点到另一个点的突然的变化。另外，如果这些沉积物表明它们是深度不大而厚度巨大的堆积物的话，那么在等厚度图上所查明的厚度的增加就表明了在沉积作用进行的同时发生了沉陷。反之，厚度的明显的减小，当达于其极限、存在一个厚度相当于零的处所时，也就是说，零等厚线所划定的区域则是厚度压缩或缺失的标记。再者，如果厚度减小的沉积物相表明是一个浅水沉积物的话，则这种减小标志着水

底高地的存在。因此，假使能够同时掌握相应的沉积物相的情况的话，等厚图就能揭示沉降地的存在并确定其分布范围，同时还能查明水下高地的存在或者最大沉降范围。同样地，在对几个时代地层单位的等厚度图进行对比以后，就可能追索出沉积盆地变形的各个时期，例如最大沉降区的转移。最后，如果所画的是所谓累积等厚度图时，即在相继的等厚度图上，其中每一张图所表现的是包括了越来越新的时代地层单位的话，就可以更好地显示这样的演化了（图123）。

——相反地，如果所观察的地质单位其顶面是被一个不整合面限定的话，即变形发生在上覆沉积物堆积以前的话，那么，根据等厚度图查明的厚度变化显然就具有另外不同的意义了。在这种情况下，零等厚线似乎是一条侵蚀界线，它所画出的零厚度范围是所研究的地质单位完全被侵蚀作用所破坏的地区。

——最后，如果所观察的地质单位是一个海侵系列的话，并且，如果这个系列由一个不整合面作为底面来限定的话，那么就可以把厚度从减小到消失的现象与海进的斜面联系起来。在这种情况下零等厚线所指的就是相应的海岸。同样地，由海侵沉积物所形成的古地形也可以这样地被揭示出来，那时，等厚度图就变成了一张古地形图。当然，在这种情况下，只有当它与沉积物相的资料相一致的时候，并且被这些资料证实的情况下，人们才能得出关于古地形的结论。

总之，在解释等厚度图时必须同时掌握这张图所表示的、组成这个地质单位的沉积物的岩性、岩相和古生物资料。

E. 相　图

这些图表示一定的地质单位内可能存在着的相在水平方向上的变化情况，这样的地质单位通常就是时代地层单位。更确切地说，是使用岩相图和生物相图，前者表示岩性或岩石特征的变化情况，后者表示古生物特征的变化。当然，在这两种相图中，人们首先愿意表现的是所观察的地质单位的沉积环境中所特有的特征。最后，相图的研究通常总是和等厚度图的研究相结合的。

Ⅰ、生 物 相 图

生物相图很少使用，因为编制生物相图会碰到很多困难。事实上，所采集到的化石只是原始组合（其中的种属及个体数量都比较多）中的极少的一部分代表。另外，大型化石实际上在钻探资料中是缺乏的，或者是难以鉴定的，而许多相图正是根据这些资料建立的，总之，这样编制的图总是让人感到不大可靠。当然，画出所见到的生物种属的分布图或者生物个体的密度图、生态要求图等等是可能的。考虑到化石的价值，考虑到它们是恢复过去环境的手段，这种相图可能是非常重要的。遗憾的是，由于以上所指出的各种原因，这些图常常是不完整的，它们的质量是不可靠的。

Ⅱ、岩 相 图

这些图是极为多种多样的。从原则上讲，与所观察的时代地层单位相连系的岩性和岩石特征有多少种，就可以画出多少种岩相图。在这许多图当中，有一些是简单的，而另外

一些图因为它们有时是依靠电子计算机绘制的，所以是经过歪曲的和比较复杂的。在实际工作中，人们所选择的岩相图类型都是最适合他们所要论述问题的那些类型。最常用的岩相图是岩相总图和仅仅强调一种、两种或者更多种特征的变化情况的岩相图。另外还可以绘制岩相的垂向变异性图、沉积结构或某些岩石特性的分布或变化图等等。这些岩相图经常与所观察的地质单位的等厚度图同时使用。

1．岩相总图

这些图件表示研究地区中所包括的一定年代的、各种各样的岩性和岩石特征的总体。例如，可以区分出碎屑岩相、碳酸盐相和碳酸盐的各种可能的变种、石灰岩-泥灰岩的交替变化、黑色页岩相、蒸发岩相等等，即全部的资料。一般说来，所有这些资料仅仅是一些可以在野外观察到的地质资料或者是一些可以在实验室获得的初步鉴定的结果。在这些图中表现出岩相一致的那一部分叫做等相带（Les aires isopiques），表现为不同岩相的两个部分叫做异相带（Les aires hétéropiques）而年代不同，岩相一致的沉积物称为同相带（Les aires homotaxes）或等相带（Les aires équivalents）。上面这些是最简单和最普通的岩相图。

2．一个组份的表示图

这种图基本上是相的等厚度图和百分比图。

a）相的等厚度图——这些图表示所观察的时代地层单位中的一个组份在水平方向上的变化，例如属于这个时代地层单位的砂岩层的厚度在水平方向上的变化。当这个时代地层单位中的这个组份存在许多层时，这种图可以表示每一个层的厚度的总和（图124）。这种图和其它等厚度图一样，也是一种曲线图。它反映了研究范围内每个点上所观察组份的绝对数量。有时，人们也称其为等层图（cartes isolithes）。

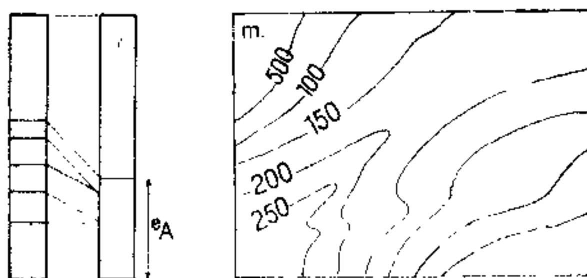


图 124　岩相等厚度图或等岩性图的编制原理

时代地层单位 U 中组份A 的典型的等岩性图上的每条曲线都是这个组份的总厚度eA的等值点。这个图显示出组份 A 的分布是按照NE—SW方向的。如果这个组份 A 是由碎屑物组成的话，则这些物质可能是从SW方向搬运来的

b）百分比图——这些图表示所观察的时代地层单位中的一个组份的百分比在水平方向上的变化情况，这个百分比是以这个时代地层单位的全部厚度作为全量的（图125）。这种图也是一些曲线图。它反映了所观察组份的相对数量，按照所研究的地层单位本身的厚度变化情况，这种图有时可能与这个组份的等岩图相似，有时则具有明显的差别。一般用0、10、20、30……100的百分数来画这样的曲线。

3．两个组份的表示图

这些图表示与同一个时代地层单位有关的两个特征的变化情况，例如一个时代地层单

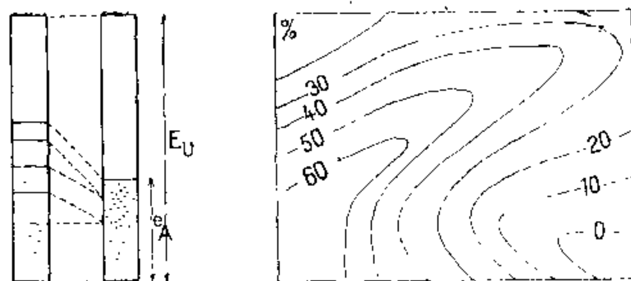


图 125　百分比图编制原理

时代地层单位 u 中的组份 A 的典型的百分比图上的每一条曲线都是由 eA100/Eu 的等值点构成的。百分比图显示在时代地层单位 u 中组分 A 的百分比从 sw 方向开始以不同的程度迅速地减小

位的砂岩层和灰岩层的厚度或百分比的变化情况。当然，在分别研究了这两种特征之后，当把所画的这些图叠置起来时，这样表示的图是可能获得的。但是，这样得到的图可能是复杂的，不太清楚的，因而是难以解释的。因此，还是研究一种可以绘出一个单独的系统的方法为好。如果在所观察的时代地层单位中，厚度关系的变化是通过所研究的A、B每一个组份而表现出来的话，这个结果是可以得到的（图126）。事实上，A/B的值在A

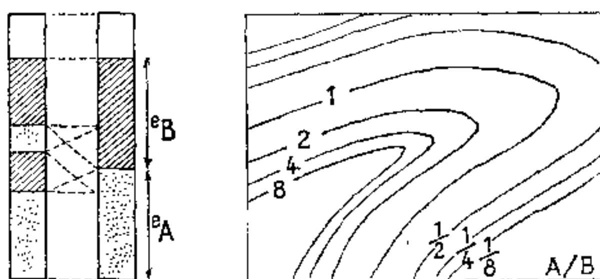


图 126　一个时代地层单位 u 中两个组份 A 和 B 的关系图的编制原理

这张图上的每一条曲线都是 e_A 和 e_B 表现为同一比值的关系点构成的。如曲线 2 所连接的点的地区，A 为 B 的两倍，而曲线1/2所连接的点的地区，A 为 B 的1/2。注意各条曲线向无限远处相互靠拢的情况

缺失的那一点上等于零，在B缺失的点上为无限大，其它的值则变化于这两个极值之间。A与B的比值等于 1 表示A和B为等量。这些变化可以通过相继的曲线来表示。在一般情况下，画A/B关系曲线可以分别取值1/16、1/8、1/4、1/2、1、2、4、8和16。这样得出的曲线图称为A/B关系图。

4．三个组份的表示图

三个组份的变化，同样可以用把分别观察三个组份所得到的图叠置起来的方法表示。但是，就象前述情况那样，人们企图用一种简单的方法来代替那样一种可能是非常复杂的表示方法。如果把每个露头或者每个钻孔获得的数字资料通过三角表示的中间方法来制图，是可能达到这种结果的。这种表示方法就是相三角形法。

a）相三角形——这是一种在一定的时代地层单位中相互变化的三个组份的三角形表示，例如组成这个地层单位的砂岩、粘土岩和石灰岩的相互变化。这种表示方法是利用等边三角形的特性，在这方面，它们和那些用来表示沉积岩、变质岩和火成岩的岩石特征的三角

形图解是相似的（图127）。

这样，就可以选取一种表现A、B、C三个组份的百分比相互变化（根据野外资料计算）的方法（图128）。这样，就可以绘制出一个百分比三角形。

另外还可以根据这些百分比研究如何表现存在于A、B、C三组份之间的某些比例关系。后者可能是这些组份之一同另外两个组份之和的关系，如A/B+C，或者仅仅是其中两个之间的关系，如B/C（图129）。

因此，当所观察的时代地层单位包括如砂岩、粘土岩和石灰岩时，就可以选择表示砂

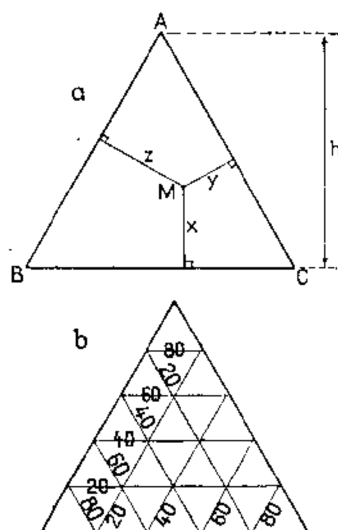
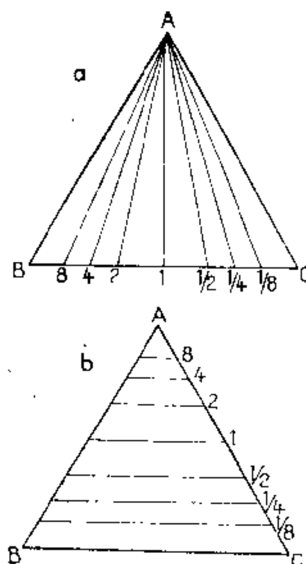


图 127 利用等边三角形特性表示A、B、C三个组份的混合组成的百分比的方法

a—在等边三角形中，作$h=100$，$x+y+z=h$，位置M代表一个含A x%、含B y%和含C z%的混合组成；b—百分比三角形



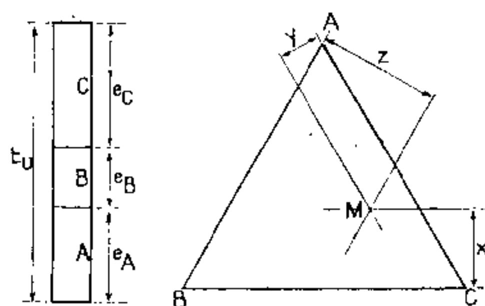


图 128 一个时代地层单位u的三个组份A、B、C的百分比组成的计算原理及在百分比三角形上相应表示点的作法

M的座标是$x=eA100/Eu$，$y=eB100/Eu$；$z=ec100/Eu$

图 129 一个时代地层单位U的三个组份A、B、C的B/C比值和A/B+C比值的表现方法

在图中，B/C的比值由三角形BC边表示，一般按8、4、2、1、1/2、1/4、1/8等递减的顺序划分，如在三角形a中，顶点A和BC上的2度点的连线上各点表示：U中所含的组份B为组分A的两倍。A/B+C的比值由AB边或AC边相对于A的高度来表示，这两个边按8、4、2、1、1/2、1/4、1/8等递减的顺序划分。这样，在三角形b中，在AC上相当于2度点的联线就表示着：在U中所含的组份中，组份A的值为B和C组份含量的两倍

岩/粘土岩的比例关系，即这个地层单位中粗碎屑和细碎屑的比例关系，另外，也可以选择表示砂岩+粘土岩/石灰岩的比例关系，即这个地层单位中碎屑组份总体与非碎屑组份总体的比例关系。最后，当观察的地层单位中包括一个第四组份时，仍可以保持这种三角形图式，其方法是把这个第四组份归并到另外三个组份中去。象硬石膏、白云石或石膏等就可以做为附加组份归并到石灰岩中去。这样得出的三角形图解（图130）就是通常用来

描绘三组份岩相图的相三角形。人们称此为标准相三角形。这个标准三角形被传统地划分为9个区段，每一个区段相应于粗碎屑/细碎屑和碎屑/非碎屑的比例关系。

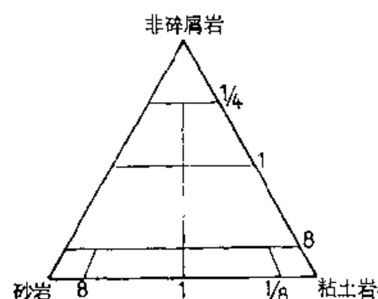


图 130 标准岩相三角形

这个三角形的三个顶点分别相当于砂岩、粘土岩和非碎屑岩，它可以表示一个由这三个组份合成的时代地层单位。

研究地区的不同点上的砂岩/粘土岩比值即粗碎屑与细碎屑的比例关系。可以用三角形水平边上的刻度来度量

研究地区不同点上的砂岩+粘土岩/石灰岩的比值即碎屑岩与非碎屑岩的比例关系。可以用三角形的垂直高度上的刻度表示

b）根据相的标准三角形绘制三组份图——首先按照各种不同的情况，根据从露头测得的数据或者根据从钻孔测得的数据计算出存在于时代地层单位中各个点的碎屑岩/非碎屑岩和粗碎屑岩/细碎屑岩的比例关系。然后，在把这些计算结果往地形图上投的同时，穿过点的范围和获得的联合值绘出和在标准三角形里所区分出的区段的边界值（即细碎屑岩/粗碎屑岩的比值是8、1和1/8，碎屑岩/非碎屑岩的比值是8、1和1/4）相应的曲线。这样就出现两个曲线系统。这两个曲线系统常常交切成各种不同形式的面，后者被涂上颜色或者在相的标准三角形相应的区段上以同样的重叠的方式迭加（图131）。

5．四个组份的表示图

这些图是按照和绘制三个组份的表示图相似的原则编制的。就象画三个组份图一样，可以作它们的百分比图，或者作其中之一与另外三个组份之和的比例关系图。因为它们是通过相四面体的中间形式，即一般说来都是相当复杂的。所以人们极少使用它们（图132）。

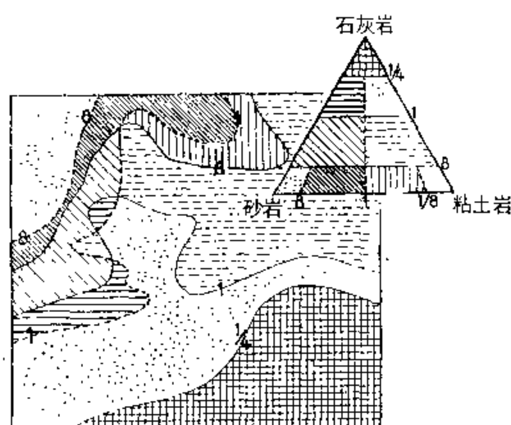


图 131 利用标准三角形编制三个组份岩相图的原理

两个曲线系统以各种不同方式互相交切。可能出现这样的情况，即这些曲线限定的范围不是它在岩相三角形上相应的部分

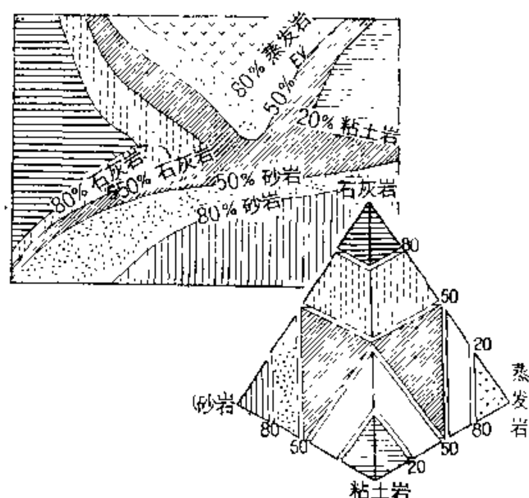


图 132 绘制百分比四面体的原理及其在编制四个组份的岩相图中的应用

6．垂直变化图

这些图能够表示所观察的时代地层单位的每个点上各种砂岩层平均厚度的变化情况、

它的数量及它相对于该地层的顶板或底板的位置的变化情况等等（图133），并且，在把所获得的图叠置起来时，还可以对比这些不同的资料。许多联系可能是根据需要和所掌握的数据想象的。这种图件是曲线图。当然，它们和等岩图相比是一个进步，大家知道，等岩图对观察组份的不同岩层只能够做总括的表现。

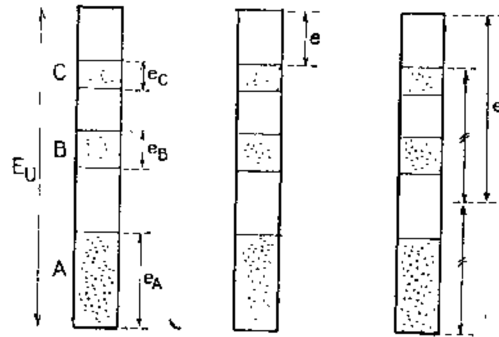


图 133 垂直变化性图的编制原理

对一个时代地层单位 u，利用曲线图可能表示：

- 在它所表示的区域内的每个点上，地层单位 u 所包含的一定性质的沉积体数目 n 的变化。
- 在它所表示的区域内的每个点上，地层单位 u 所包含的一定性质的几个沉积体平均厚度 $eA+\cdots\cdots+eN/n$ 的变化。
- 在该地区内的每个观察点上，地层单位 u 所包含的一定性质的沉积总体的上限或下限的垂直位置的绝对值 e 或百分比 $e\cdot100/Eu$ 的变化。
- 一定性质的沉积体的总体的平均垂直位置的绝对值 e 或者百分比 $e\cdot100/Eu$ 的变化。

7. 沉积物结构或岩石特点或结构变化图

这是一些表现与定向结构（如斜层理的方向、某些层面构造的方向、砾石、砂粒的方向性，等等）相联系的矢量特性的图件，或者是一些表示结构的特性（如碎屑层颗粒的平均大小、这些颗粒的分选性、颗粒的平均形状，等等）的图件；或者是一些表示岩石特点（如沉积物的成熟度、重矿物的存在、它们的性质、它们出现的频率、微量元素的存在，等等）的图件。这些图件是用不同程度的形象化的符号绘制的，人们选用这些符号着重地指出了所观察的特征。

第十二章　古地理的重建

古地理重建是一项综合工作，在这项工作中，首先要根据已进行的对比结果和所整理出的各种地层图件重建一个地区的每个时代的地理即该处的沉积物所体现的地理，然后把这样得出的地理资料进行对比，最后，根据一些已知的古地理演变模式对已得出的结果做出判断。

A. 一个时代的地理的重建

依照一个沉积岩层所表现的地层单元的重要性大小，所研究的时代可能是历时较长的，也可能是历时较短的。显然，为了把这项工作做得精确，这个时期当然是越短越好，这样可以便于识别，经过重建而获得的古地理图可以尽可能地清楚。但是，地层工作者在这方面常会由于所搜集资料的精度不高和质量不够好而受到限制。因此，他们常不得不满足于亚阶或阶甚至有时是系的古地理重建。譬如，他们只能重建一个地区的坎佩尼阶（Campanien）或森诺阶（Sénonien）的古地理，或者是白垩纪上部甚至是白垩纪的古地理——如果那个地区的白垩纪地理表现得比较清楚的话。

重建一个时代的古地理的主要关键是要具备这个时代的生物相图的组合和岩相总和图的组合。大家都知道，事实上，有一种图件所报导的材料对于鉴定当时该地区所具有的各种类型的沉积环境来说是必不可少的，而第二种图件所报导的则可以使我们更好地鉴定这些环境，更加精确地鉴定它们所具有的某些物理-化学特征，查明一个可能存在的海底斜坡或者一个可能存在的隆起等等。另外，通过这些图件的对比还可以确定海岸的位置，提供大陆区的地质概况和气候方面的概况。

通过生物相图和岩相总和图的对比及解释而得出来的基本结论应能在随后绘制所研究的地层单元等厚线图时以及绘制多种其它岩相图件时得到改进。譬如，大家都知道，在对比这种等厚线图和岩相总和图时必须查明沉积作用强弱的横向变化，发觉坳陷或隆起，确定它们的位置并识别是角度不整合还是海侵超覆。因此，根据其它岩相图还能了解各种不同的沉积物分布的情况，碎屑物质供给源的方向，沉积环境的动力情况等等。

就这样，根据一些为了重建古地理而整理的资料就可以一点一点地作出所要重建的地理图，甚至编制出所研究时代的区域古地理图。当然，这种图件会由于局部地区缺少露头而具有《空白区》，它们也可能由于古代沉积环境难以根据沉积岩层做出解释而不够精确。不过，所绘制的图件是应该互相吻合的。譬如，一个不同程度的深海，不可能沿着不复存在的大陆而分布，也不可能分布在陆地中间或在那些滨海地带或多或少占据着重要地位的地方，或者在那些具有滨海带遗迹的地方。同样地，淡水湖泊不可能在干热的沙漠中间出现。泻湖或闭塞的海湾应该由大陆堤坝把它们与开阔的海洋隔开，或者至少由滨湖低垅与开阔的海洋隔开。两个有同样动物群栖息的海必然是相通的，等等；所以，在得出结论之前，必须先对已取得的古地理重建资料进行评议。一般地说，当条件已相当齐备的时候，

这样重建出来的古地理图就会令人满意地体现出海陆分布情况、隆起和洼地以及沉积物的分布情况、生物的分布情况和气候等等。

B. 古地理演变情况的重建

当研究地区的古地理随时间而更替时，就存在着古地理的演变。如果要整理这个区的连续的古地理图或者如果要使这种图彼此明显有区别的话就必须搞清这样的演变。事实上，只要把这些连续的古地理图重迭起来并且进行对比就可以查明这样的古地理演变情况。

这样一套重建的古地理图可以说是区域中过去所曾发生的地质现象的记录影片——人们可以在图上看见海岸线按海进海退的韵律而迁移，而且，如果已整理出在区域中存在的地层单元的每一张等厚线图的话，还能看到沉积盆地坳陷、变形、填满以及消失。人们在图上还能看到山脉的诞生、延伸、成长然后消失，大的生物群在这儿或那儿出现、分布或迁移，然后被另一个生物群代替而消失或者仅仅在极少的情况下出现等情况。最后，人们就能够查明这些标志着古地理演化情况的各种各样地质事件是如何连贯在一起的。总而言之，通过这样的古地理图，人们就可以看到区域地质历史的发展情况并了解这个历史的逻辑性。

当然，为了使重建工作做得比较令人满意或者至少在理论上能够说得过去，这样重建的古地理演变也应该是互相吻合的。其实，灾变说是不大能解释地质分期的，因为我们不可能看到象一个深海环境不经过一个中间阶段而直接继承一个大陆环境那样的情况——它必然要在一段时期里从一个浅海环境经过连续的海进而变得越来越深。相反地，在所有可以画出来的连续的古地理图中，每一幅图都应和它前后的图幅相互协调。因此，例如当看到海水侵入到原先出露的地区时，就必须追踪在海侵以后又有哪些阶段；同样地，当大海有一部分处于隔离的情况时，就应该同时能够在海岸的蜿蜒曲折和生长在那儿的连续的生物群的对比中把这个问题看出来等等。总之，为了保证质量，古地理演变的重建应该表现为一个《互相吻合的、相互一致的地理系统》

C. 古地理演变情况的几种类型

覆盖地表近75%的沉积岩层在地球表面是分布得不均匀的。在某些地区可能有一片广阔的地表都没有沉积盖层，而在一些范围清楚的地带则有这种的沉积岩层以不同的程度集结其间。这些地带成为山间冲积物的集结点，在插入或不插入山脉的大面积的沉积区域中，上述冲积层的伸展范围很有限，在那里，它们可达几公里厚。这种地带就是沉积盆地。

I、沉积盆地的概念

一个沉积区只有在以下情况下才可以被认为是一个沉积盆地，即它们必须是由一个在沉积作用发生前已经存在的地形上的洼地（cuvette）或与相应沉积物为同期的洼地经过充填而形成的；另外，在充填的过程中，这个地区必须在不同程度上全部地被周围升高了

的地区所围绕。这种地形上的洼地可能处于陆地上，也可能在水下。一般说来，洼地中的沉积岩体在这种情况下都是透镜状的，后者是由于沉积现象本身造成的。另外，岩相、古水流方向和沉积岩体的厚度都是从边缘开始演变的。因此，可以下这样的定义：沉积盆地和某些沉积区不同，沉积区的洼地的外形是由于沉积期后发生的变形造成的，由于这种变形和由于后期侵蚀，盆地中的沉积岩体有着透镜状的轮廓（图134）。在一些这样的沉积区中，岩相的横向变化和可能的古水流边界都与相应的洼地形状无关。这样的盆地仅仅是那些在造山运动中产生的、面积更广的沉积盆地中间的一部分。

很多沉积盆地覆盖了几十平方公里或几千平方公里的地面，但盆地的大小并不是分类的标准。相反地，盆地的形态（图135）在这方面则能表示出一定的含义。一种盆地在平面上是近于圆形的封闭构造，另一些盆地是拉长了的封闭构造。

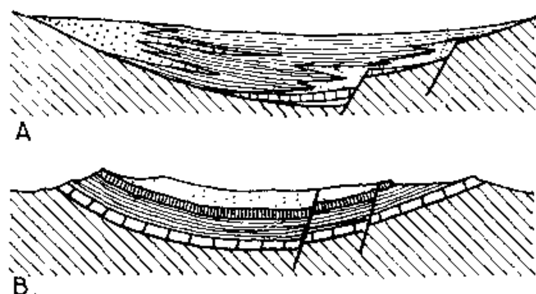


图 134　表明在一个沉积盆地（A）和一个沉积区（B）之间存在区别的示意图

在（A）中，盆地轮廓是在沉积作用发生前形成的，或者是在沉积同期形成的；在（B）中，盆地轮廓是在盆地中的沉积物沉积下来之后形成的，这些沉积物占据了这个盆地，以后，由于它们所在盆地的其它部分被侵蚀而处于孤立状态

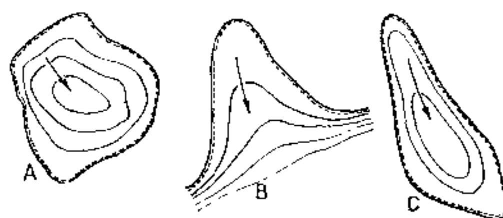


图 135　表示沉积盆地主要形态类型的示意图

A）近圆形的封闭盆地；B）开放的；C）拉长封闭的。加了点线的线条表示每一个盆地的等深线在该处为0，随后的等深线沿箭头所指示的方向越来越深

另外还有一些多少有点拉长状的盆地是呈开放式的，它们分布在面积更广的凹形地带上。人们把近圆形盆地中的最低点称为盆地中心（图136），长形盆地横向上每个最低点的连线称为长形盆地的轴。由于物源的可能的供给模式有很多种，这个中心或这个轴在盆地被充填的过程中可能不与地形上的洼地的中心或轴相重合，它们也可能不与洼地已知的沉积最大厚度地方的点或轴（也就是人们所说的沉积中心或沉积轴）相重合。在大多数情况下，一个盆地的沉积中心或沉积轴以及地形中心或地形轴常会随着盆地的不断充填而逐步移动，这种移动可能是由于一些沉积盆地的同沉积的变形，也可能是由于沉积的推进作用造成的。最后，在一个沉积盆地里可以包含一些较高的地带，因而可以根据它们再把盆地细分为几个附属的洼地。

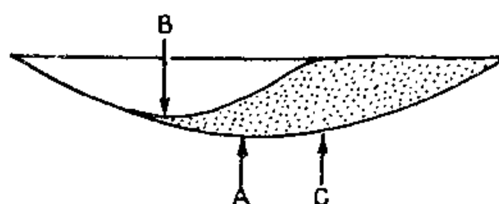


图 136　表示一个盆地的中心或轴部（A）和在盆地被充填过程中的地形中心或地形轴（B）及沉积中心或沉积轴（C）等概念的示意图

关于沉积盆地的日益深人的研究——关于许多沉积盆地越来越抬高的情况和在不同的地质历史时期中沉积盆地的层位这两个问题的日益深人的研究——结果指出，在人们所观察的地区内，其古地理演变过程有的是无变化的，有的是前后不同的，这个研究也指出，

已知的各种不同的沉积盆地目前表现出非常多种多样的发展阶段，其中，最新出现的一种可以说是还处在雏形阶段。另一些是成年的，而最老的则可能是大多数沉积盆地发展的最终阶段。这样，现在人们就能掌握相当广泛的沉积盆地的不同类型的全貌从而搞清了古地理发展的不同类型。最后，通过海样研究提出的新资料也展示了这种全貌，并确定了盆地在全球构造观点中所处的位置。

Ⅱ、沉积盆地发展过程中的不同阶段

和一种活的生物的历史一样，所有沉积盆地的历史也都是由大的地质事件和大的阶段组成的，这就是盆地的出现、发育、成熟、消失以及同期或后期的改造。因此，一个沉积盆地的发展是分阶段的。

根据一个常见的图解可知，一个盆地的出现是由活动的和小的局部的坳陷引起的。因此，一个盆地生命的第一个阶段就是它的坳陷，这就是它的青年时期，然后，导致这种坳陷发生的负向运动以一种边缘褶皱离心迁移的方式，一点一点地伸向邻近的地带，而坳陷则逐渐减弱。这样，如果它是海的话，盆地就会由于边缘的海侵而达到最大的扩展、进入它的壮年时期。一般地说，这个壮年时期相当于一个扩张阶段，由于扩张作用虽然也会发生一些火山爆发事件，但是，这在总的造山运动期中还是一个平静的时期。此后，坳陷运动会恢复到某种强度，并且随着这次边缘褶皱的向心迁移而重新集结在已经缩减了的表面上。最后，会发生总体的正向运动，在一般情况下，这种正向运动都会在晚期变化中起到一种重要的作用。伴随着这些正向运动的是强烈的沉积作用，后者会很快地把盆地填满。在这些后期地质现象发生的同时，也常会发生变形，这就是老年时期——盆地的衰老时期。

盆地的生命常会延续一亿到两亿年的时期，这个量级和山脉形成所经历的时期一样，在洋底扩张假说中，它也和海洋扩张所经历的时期一样。

Ⅲ、沉积盆地的主要类型

沉积盆地历史的最初阶段可能是彼此没有区别的，也就是说它们是彼此相同的。因此，在最初阶段里区别不出盆地的这种类型或那种类型。与此相反，再晚一些，当盆地延伸、变结实而进入壮年期时，它们各自的特征就会显现出来。一般地讲，这些盆地越发展则这些特征也会越加显著。根据这些特征可以区分许多古地理发展类型并根据古地理发展情况进行沉积盆地的分类。大家都知道，这样做出的分类的完善程度取决于进行分类时人们对沉积盆地地质情况的了解程度，而当人们对后者有了新的研究成果时是会对这样做出的分类重新提出疑问的，至少也要进行修改、使之更加准确。然而，所研究的对象是始终一样的，它们是在被客观地观察着的，所以，在新的分类与那些即将为其所取代的旧分类之间还是必然会有共同之点的。譬如，有一种主要依据地槽概念而建立起来的分类现在就又被重新考虑了——人们在地槽概念被废弃、对于沉积盆地的发展及山脉的形成过程这两者可以根据全球构造的概念得出更明确的新观点(上述二者的情况可以在海洋中进行观察)的同时，又重新考虑了这个分类。但是正在被新资料追过去的这个分类里的重要类型，应该与变得更明确的那个新分类相结合，因而，了解旧分类的这些基本结论依然是必要的。例如，下面摘录的表示克拉通内盆地和克拉通边缘盆地之间存在区别的资料就属于这种情况，

1. 克拉通内盆地

这是一些位于大陆内部的沉积区，它们位于那些由于变质作用和花岗岩化作用而固结、稳定了的盖层所组成的陆壳内（这些陆壳以后又被夷平）。这类盆地是由于以前的造山运动而生成的，也就是说，它们起源于克拉通的范围，起源于克拉通。在这些盆地中主要可以区分出地台型盆地和地堑型盆地两种。

a）**地台型盆地** 这是一些面积宽广、一般呈圆形或椭圆形的沉积区，它们的直径常在100公里以上，而堆积在其中的沉积物厚度则很少超过4至5公里。考虑到地面的曲率（在这么大的面积里，地面曲率的影响是不可忽视的），大体上说来，这些盆地中的地下矿床是向上凸的，然而，在局部地段内也常会有一些背斜窿起，它们把整个盆地分成了一些附属盆地。

除了把盆地隔开的背斜窿起和向斜盆地以外，稳定的盆地中间还时常发生断裂，并且其中常有酸性火山岩出现。另外在盆地中还会包含一些坳陷特别活动的地带，在其它地方则很少活动，在盆地中，这些强烈坳陷地带会随着时间的进展而迁移。与此相反，一般来说这些盆地晚期变形则相当少，甚至可以认为，盆地已在它们的最后沉积阶段中固结，巴黎盆地就是这样的一个例子（图117）。

在一般情况下，稳定盆地的沉积物是由广阔而厚的砂子、砂岩、粘土、石灰岩层组成的，其中有时也含有蒸发岩。与此相反，在稳定盆地中粗碎屑物质则很少见。这些沉积物的总体往往表明：沉积作用是相当均匀的，沉积盆地的深度小，沉积速度也小。随着频繁的海进与海退，沉积作用曾经多次中断；这些沉积物在平而异常稳定的地面上顺应着地表的弯曲度而沉积。如果把表示拗陷的垂直运动和标志了盆地历史的海水往返除开不计的话，这样的盆地就可以称之为稳定盆地。

这些盆地在古生代早期和中期出现得特别多，其次是在中生代。在欧洲被了解得最清楚的是巴黎盆地和莫斯科盆地，在亚洲有土耳其斯坦和西伯利亚西部地区的那些盆地，在北美洲有密执安州，威利斯顿州，伊利诺斯州，哈得孙湾，得克萨斯州西部和美国中西部的那些盆地。在南美洲有巴拉那河和阿马孙河的那些盆地，在非洲有Taoudéni, Mourzonk, Tamesna，阿尔及利亚的萨哈拉，然后是利比亚西部和埃及西部的那些盆地，在澳大利亚有Canning和Amadeus等盆地。

b）**地堑型盆地** 这是一些椭圆形、三角形或通常是长形的地带，在这类盆地的历史中包括一些强烈坳陷时期，该期中的坳陷作用与那些通过断层或边缘褶皱（图137和138）而形成的地堑密切关联。盆地的长度经常超过一百公里而宽度则有时仅有几十公里，深度可达一万米。盆地的横断面经常是不对称的，盆地的边缘一般被正断层或被单斜挠褶所控制，这就是地堑或半地堑。

地堑盆地的构造显然是被它们的断层和边缘单斜挠褶所控制的。当边缘相应地逐渐地断开并扩大时，这种构造就会有利于那些盆地中心区下陷，这样，就会拗陷得格外厉害。而且在断层活动的同时，还伴随有重要的火山运动，后者标志着盆地历史的进程。所以，这种构造可表明张力占优势，张力也是促使地垒和地堑形成的原因。这种张力能引起盆地一个边对另一个边沿着长轴方向移动，由于盆地边缘水平方向的扭转还与张力引起的张口有关，因此在盆地边缘上出现了一些三角形，例如比斯开湾下的阿基坦盆地就是这样的。

这种盆地中的沉积物很厚。它们表示一种快速的沉积作用率，另外它们有时还表示，

沉积地带是比较深的并且常常是封闭的。沉积物中常常是以泥质组份占主要地位，在那里，在泥质组份中还掺有滑坡产物，这些滑坡产物是由于边缘断层的活动而产生的，它们常会大量产生，最后，在这样的盆地中还会经常出现蒸发岩期(épisodes évaporitiques)。一般说来，这些沉积物在边缘上是受海侵的，尤其是在边与边之间的最稳定部分上更是如此。此外，这种盆地中的沉积物的迅速沉积，其总量之大和泥质物质占优势这几点就决定了它们的压实必然要比较晚一些。因此，在同沉积变形的过程中，亚压实的粘土岩体会保持良好的可塑性。再者，分布在局部地段的更重一些的砂子常会构成超载，因而使这些沉积物的压实程度发生差异，如果盆地底部有坡度的话，它们有时候就会形成粘土隆起、断层及补偿背斜等等，简单地说来，这些在盆地扩展时期产生的并且与这些扩展有密切关系的各种不同的同沉积变形经常对盆地的最后的构造起着决定性的作用。在此之后，当它们由于造山运动的变形而又一次改造时也仍然是这样。

已知的地堑盆地其生成年代多半是在古生代后期、白垩纪和新生代。人们也称其为裂谷(rifts)，对产生裂谷的克拉通来说，裂谷切断的位置在不同情况下是很不一致的，并且它们最后的演变也是多种多样的。看来，它们的起源一般都与它们所出现的克拉通地区的扩张有连系。这种盆地可以称为活动性盆地，盆地的活动性主要由断层的活动表现出

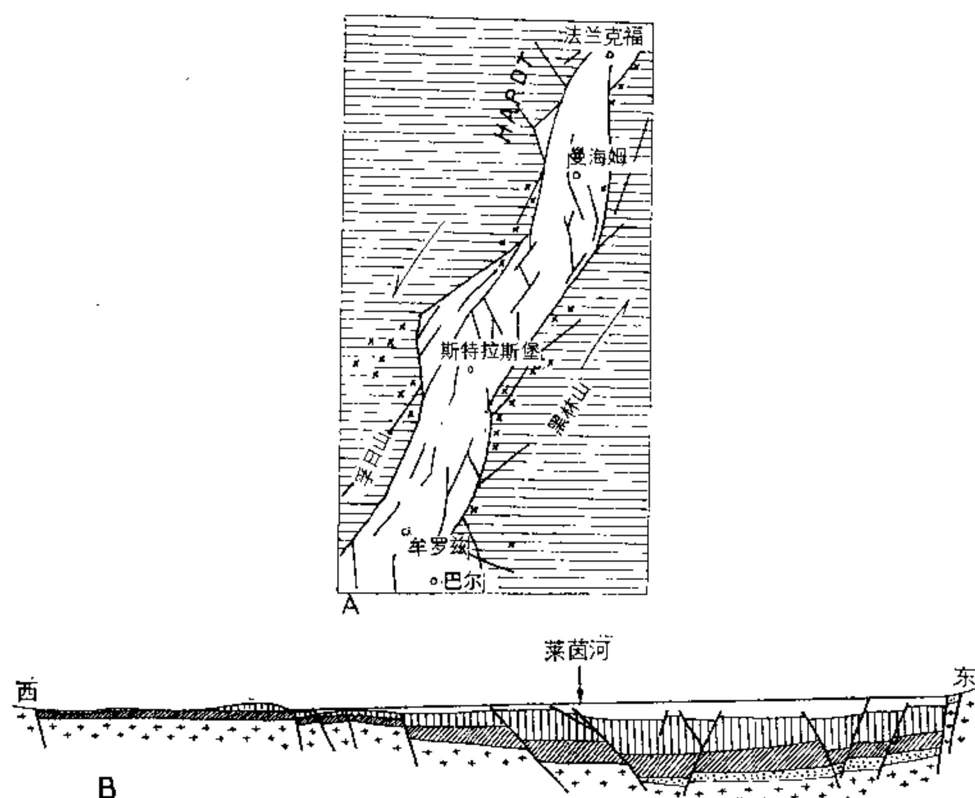


图 137 一个长形的地堑盆地，莱茵地堑

图A）盆地示意图（横线表示海西期褶皱的基底露头；空白表示盆地的充填地区；粗线条表示断层；十字表示二迭纪火山）B）穿过曼海姆附近的剖面（十字表示海西期褶皱的基底，点号表示三迭纪地层；斜线表示渐新世地层；直线表示中新世地层；空白表示新第四纪地层）。注意盆地的不对称、阶梯状连续正断层切面、与断层有关的火山活动和影响了整个盆地的左旋平移（图A中箭头所指的方向）

（据C. Sittler, 1969）

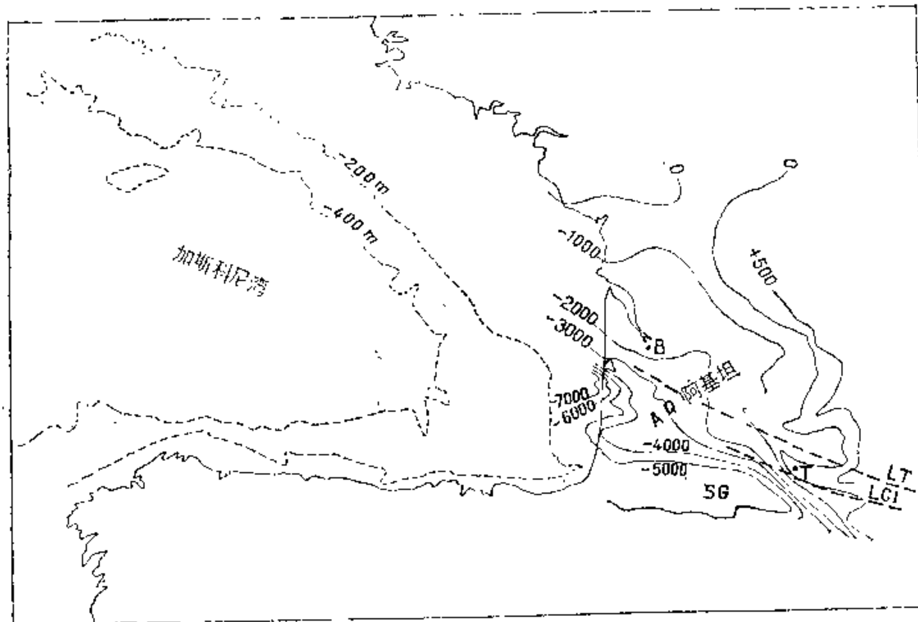


图 138 海洋上的一个三角形开口的地堑盆地：比斯开湾的阿基坦盆地

用实线画的等高线表示二叠纪以前基底的等深线。指示线 LT和LCI 分别表示三叠纪最大坳陷地区的北界和白垩纪下部的界线。用虚线表示的等高线是比斯开湾海底目前的等深线。注意本区古代坳陷地区和现代坳陷地区之间的一致性

(据E. Winnock, E. Fried 和 M. Kieken, 1973)

来，这些断层表现出了盆地的特点。

第一种盆地通常占据一个背斜型构造的顶部，这种背斜型构造圈出了盆地所在的稳定大陆范围。一般说来，它们都是在收缩期后产生的，莱茵地堑、吉夫霍恩盆地、维埃纳盆地、乌克兰盆地、贝加尔湖地区，利比亚的西尔特以及东非裂谷等就都属于这种情况。

另外一些盆地处在对克拉通的边缘来说是位于横向上，此外也有位于克拉通和相邻的海洋的边界上的，同样是位于横向上，由此看来它们的形成与这个海洋的开口有关，直到今日，这个盆地仍保留着开口，朝着大海的方向张开。这就是具三角形外形的盆地，因此有时人们也称其为过渡（intermédiaires）盆地以表示它们所处位置的特点，象比斯开湾海底的阿基坦盆地、刚果盆地、加蓬盆地、赤道非洲尼日尔河三角洲盆地、拉丁美洲的巴西盆地等就都是在大西洋上开口的。另外还有一种情况，即有些地堑位于一个克拉通边缘海洋地区附近。在美国就有这样一个例子，在那里，地堑插入在阿巴拉契亚造山带中，在这种情况下，就称后者为“奥拉谷”(aulacogènes)*。

最后，还有一些盆地位于近期造山带中而表现了造山运动史中的一个片断。在这种情况下，在扩张期后发生了一个收缩期。这种地壳收缩参与了各地区的造山运动。对某些盆地来说，这段时期是一个或多或少地比造山运动晚一些的时期，这些盆地当时处在刚刚形成的山地周围的仍然低洼的地段，它们是唯一的记录着造山运动完成的标志。盆地的沉积物主要是大陆磨拉石，人们称这种盆地为山间盆地。属于这类盆地的例子有很多，特别是

* 译者注：此字也可译为裂陷带。

在安第斯山中和亚洲中部的山中（图139）。另一些则与此相反，它们从造山运动第一阶段起就已存在，它们参加了造山运动，这个造山运动经过的历史经常是复杂的，在这个造山运动期间，盆地被一条表现为克拉通内山脉（和进行造山运动的盆地一样的山）所取代。产生了比利牛斯山的沉积地区就属于这种情况。最后，在各种场合中人们还注意到一些与再度发生的造山运动有连系的变形，被改造的地堑盆地主要是被基底的垂直运动所决定的，当垂直运动所形成的隆起遭到破坏而产生了磨拉石沉积物时，盆地的历史也就结束了。

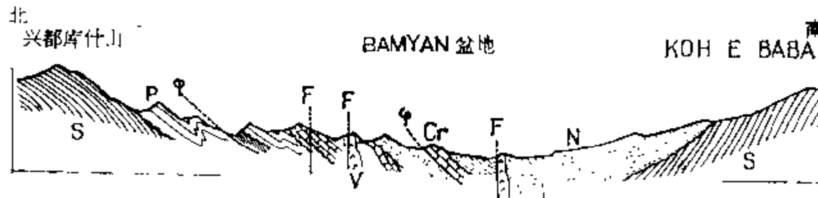


图 139　一个山间沉积盆地，阿富汗的Bamyan 盆地

这个盆地基本上为晚第三纪的大陆磨拉石N所填满，后者有时不整合地覆盖在白垩纪岩层（Cr）之上，有时不整合地覆盖在二叠纪岩层（P）之上，有时不整合地覆盖在二叠纪以前的基底S上。虽然这个盆地（特别是盆在地的北部边缘）发生了强烈的构造作用，但它仍然在北边的兴都库什山和南边的、前二叠纪基底中被切割过的高地KOH E BABA之间构成了一个低洼地带，最大的沉积地区已随着该区的历史的进展而向北迁移，垂直断层和伴随而来的火山活动表明，在盆地发展史的晚期曾经发生了地壳扩张

（据J. Lang 1972，J. Boulin和F. Bouyx，1974）

2．克拉通边缘的盆地

这是一些长形的、在不同程度上强烈坳陷了的地区，它们的横断面很不对称，位于克拉通的边缘。它们的长度可延伸几百公里，甚至还看到有延伸了几千公里的，而它们的宽度则只有几十公里到百来公里，它们的深度在沉陷得最厉害的地段很少超过一万米。横向不对称是这种盆地的基本特征，这种横向不对称性可以由沉积的极性（polarité sédimentaire）表现出来，另外，倘使盆地是位于一个造山带中的话，也可以由构造的极性（polarité tectonique）表现出来。从人们所说的这种类型盆地的盆外缘*1（la marg externe）到人们所说的这种类型盆地的盆前地区（l'avant-pays），可以区分出一个挠褶带和一个在不同程度上比较复杂的地区，后者的另一个边*2常不能直接观察到。这另外的一个边被称为盆内缘（la marge interne），而由此伸到更远些*3的那个地区叫作盆后地区（l'arriére-pays）。这种盆地的最外部的地区，就是说离盆前地区最近的地区已了解得很清楚，而盆地最内部的地区和它的内部边缘则尚不了解或者了解得很差。

这些盆地都位于一个已固结的稳定的大陆地区和一个正在扩展中的海洋地区的边界上。因此，这些盆地很清晰地表示了克拉通边缘地带，也就是因为这个缘故，人们笼统地称之为克拉通边缘盆地。盆前地区就是环绕着盆地的大陆地区，盆后地区是盆地处于海洋状态的部分。在这些盆地中，有一些是在复杂的造山带中发育的古代的盆地，在后者中常可以很好地看出在海洋地区中重新出现的盆地，至少是在后者的边缘重新出现的盆地，另外也有一些现代的没有变形的盆地，它们也构成了一些可据以研究的模式，根据这类盆

---

*1　译者注：la marge externe是根据盆地而言，因此译为“盆外缘”，以此类推。

*2　译者注：此处“另一个边”指盆地远离克拉通的一个边。

*3　译者注：指更远离克拉通的盆地的内部地区。

地，我们就可以更好地理解那些由于过去的变形而产生的造山带是怎样形成的。

a）现代克拉通边缘的盆地

沿美国东海岸伸展的一个与哈特腊斯角相当的盆地（图140）是现代克拉通边缘盆地之一，可把它做为这类盆地的典型。由一些缓缓地沉入海底的岩层构成的这个盆地的底部从白垩纪开头起就发生了坳陷。它包括现代大陆架，大陆斜坡和附近的海底平原的边部。

大陆架看来是那些由于由盆前地区受到侵蚀而积聚起来的沉积物的顶端表面。沉积在这里的是一些厚度一般都很大的含有多少不等的砂质的泥灰岩或灰岩，但是，连续的层层沉积物的岩相都是陆缘的，它们和那些目前仍在那儿沉积的沉积物的岩相是一样的。因此，这样构成的沉积总体表明，它的基底曾经发生过一次很强的沉陷，这些基底基本上是由一些在阿帕拉契造山运动期间受到变形并且花岗岩化了的结晶片岩组成的，后来被侵蚀成一个准平原，这个准平原是由于前白垩纪高低不平的地堑中填充了三叠纪和侏罗纪沉积物而构成的，所以它是一个硅铝质的基底。

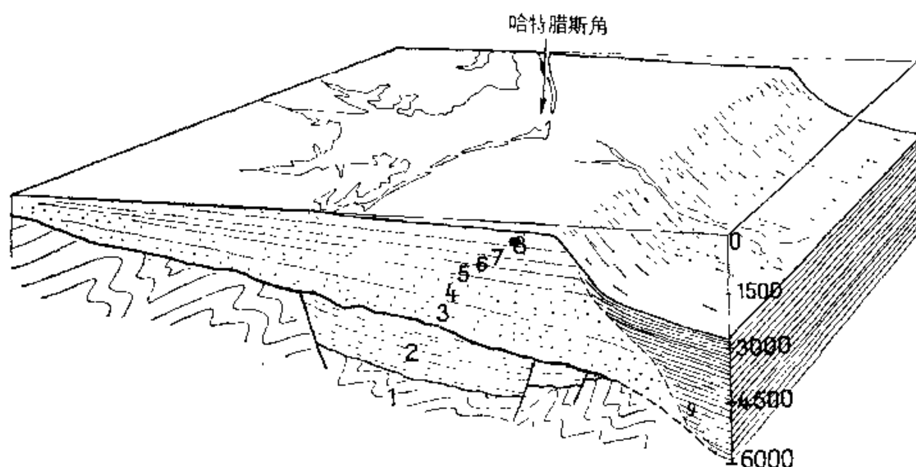


图 140　一个现代克拉通边缘盆地——美洲大陆和大西洋边缘哈特腊斯角地区

1—阿巴拉契亚克拉通；2—三叠-侏罗纪的大陆地带；3到8—陆缘海沉积物（3—白垩系下部；4—白垩系上部；5—始新统；6—渐新统；7—中新统；8—上新统）；9—半深海和深海沉积物，大陆斜坡以外的基底物质可能都是硅镁质的

（据R. S. Dietz和J-C. Holden, 1974）

在大陆斜坡坡脚发现的沉积物和在附近的海底平原中发现的沉积物也都是由那些来自盆前地区的侵蚀产物构成的。但是，这是一些浊积物，也就是说，它们和目前在同样地方沉积的那些沉积物一样，是一些被浊流带来的深水沉积物。在大陆斜坡坡脚以上，这些深海沉积物的基底还是硅铝质的，与相邻的大陆架的沉积物的基底一样。与此相反，洋底平原沉积物下面的基底则是硅镁质的。

所以，从白垩纪以来，这个盆地几乎一直和今天的样子相近似，也就是说，它从形态上说来和从构造上说来都是复合的，它包括一个大陆架坳陷和缺乏沉积物的大陆斜坡，二者处在硅铝质地区的边缘上，此外，还包括处在硅镁质地区之上的或者至少是位于硅镁质地区边缘上的洋底平原。而且，看来，两个地区之间的界线似乎从白垩纪起就被一个和今天的大陆斜坡类似的单斜挠褶非常清晰地表示出来。此外，除了在那里显示出来的坳陷之

外，从白垩纪以来这个盆地一直是稳定的，因而，活动的盆地系列从一开始就显得违反规律。事实上，人们会看到，某些山脉就可能是在一些古代的克拉通边缘盆地的构造作用过程中诞生的，上述这些克拉通边缘盆地在其发育的早期阶段和美国东海岸的现代克拉通边缘盆地非常相似。

b）古代克拉通边缘盆地

在这些盆地中间可以看到一些堆积了在造山运动（这些造山运动形成了某些年青的或年老的山脉）旋迴内形成的沉积物的盆地，在这种情况下，只是在人们既理解当时沉积物的沉积条件又理解这些沉积物所构成的山脉的构造的时候盆地的重建才有可能，而这些沉积物所构成的山脉的构造常是极端复杂的。因此，进行重建时，一般都必须先绘制复原图。这种盆地的一个例子是产生了西阿尔卑斯山的盆地，另一个例子是产生了安第斯山脉的盆地。

在西阿尔卑斯山（图141），人们知道有一些沉积在硅铝质基底之上的陆缘沉积，这些沉

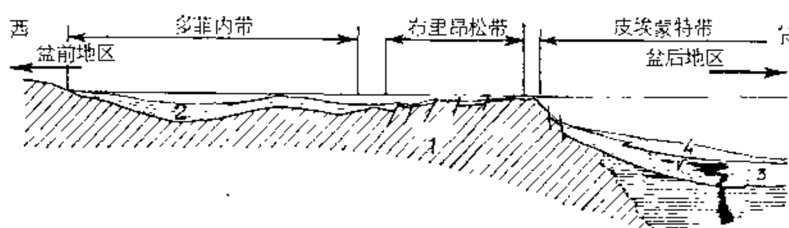


图 141　接近白垩纪晚期时阿尔卑斯西部的示意简图

1—海西褶皱的克拉通和下伏的三叠纪地层；2—侏罗纪和白垩纪的陆缘海沉积物，这些沉积物指出多菲内带中各个地点的沉积物深度是互不相同的，另外还指出，该带曾发生过常是很强的拗陷作用，在布里昂松带，高的底部的沉积作用至少曾在一段时期内与水面相齐；3和4—是在一个硅镁质火山物质发生地边境沉积下来的半深海沉积物，其中有一部分甚至可能是深海沉积物。3—闪光片岩；v蛇绿岩；4—蠕形迹复理层。布里昂松带和皮埃蒙特带间的中间地区，特别是Acceglio带和前皮埃蒙特带在此处被认为是一个大陆斜坡，也就是说，被认为是一个大陆地台和海底之间的边界线。按照地槽概念，多菲内带是一个冒地槽，皮埃蒙特带则是一个优地槽，而布里昂松带则是一个隔开了冒地槽和优地槽的褶皱.

积物在不同程度上都比较厚，也就是基底多少有些坳陷。这就是多菲内*1带，超多菲内带和亚布里昂松带以及布里昂松*2带的侏罗纪和白垩纪的沉积物。这些沉积物都是碎屑的和碳酸盐的，它们都位于盆地外部。另外，人们也知道有一些和前者为同时代、不过基本上是碎屑的、比较更靠近盆地体系的内部的沉积物。在第一期沉积中有碱性火山岩层插入，这说明，在沉积作用发生时，硅镁质的海底曾有火山喷发。因此可以认为，第一期沉积是在硅镁质海底上面沉积的，至少也是在后者附近沉积的。在晚白垩纪期间，上述盆内沉积物的沉积作用是以一系列复理石类型地层的形成、也就是说以浊积岩的形成而告终的，因此可以认为，它们是处于大陆斜坡坡脚的沉积。后来形成的皮埃蒙特闪光片岩和具蠕形迹的复理层就属于这种类型。最后，在这两个有区别的沉积地区中间的位置上出现了一些地段，这些地段指出了局部的侵蚀作用、沉积作用减弱和同沉积角砾岩发生褶皱的位置，这就是说，它们指出了一种沉积作用和一种几何形态——可能是分隔开了盆内沉积区和盆外沉积区的大陆斜坡的沉积作用和大陆斜坡的几何形态，在更晚的时期里，就在这个大陆斜坡

*1　译者注：法国东部旧省名

*2　译者注：意大利北部地区名

的坡脚下沉积了带有蠕形迹的复理层。Acceglio带和前皮埃蒙特带就很明显地属于这种情况。所以由此看来，西阿尔卑斯山是一个和今天的哈特腊斯角的外海非常相似的克拉通边缘沉积盆地。另外，美国东部早古生代阿巴拉契亚山脉可能也曾是这样的。对于后者，也同样地提出了这种类型的重建（图142）。

此外，西阿尔卑斯还指出了克拉通边缘盆地发展的晚期阶段将会是怎样的以及用什么样的方法使介于活动盆地之间的这种阶段得到证明，现代例子则在美国的东海岸。这样，在西阿尔卑斯，在以岩石形成为主的时期（中生代）以后，再来临的是以地壳活动为主的时期（新生代）。这种活动性特别明显地表现在那些切向构造（从盆外来看）上，后者和沉积作用一样，指出了基底在横向上是不对称的。整个盆地的历史以形成大的隆起发生造陆作用而相应地在山前地带产生磨拉石堆积而告终。大致说来，这种造陆运动是在造成那些切向构造的构造运动之后发生的。此外，过去在沉积和构造运动中一直占主要地位的基本上的不对称型式这时就不再呈现了。总之，在西阿尔卑斯山内，原生的克拉通边缘盆地发展的最终结果是以下几个部分都并列在最后的造山带内，这几个部分是：大陆地带的边缘部分，大陆斜坡以及相邻的海洋地带的边缘部分，原来的克拉通边缘盆地发展的最终结果是斜接的(juxtaposer)。这种斜接和与它伴生的切向构造大概是板块构造运动的结果，也就是说，它们主要是一些地壳和地壳下的地质现象，而洋底扩张则是这种现象的另外一种表现。

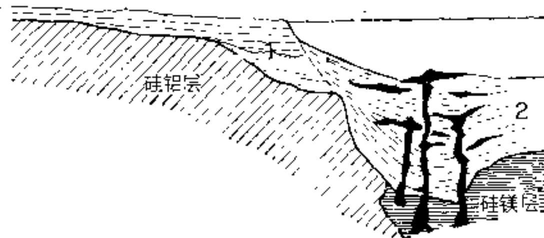


图 142　阿巴拉契亚古生代盆地的说明

1—沉积在一个被认为是冒地槽的硅铝质大陆架之上的陆缘沉积物；2—沉积在一个被认为是优地槽区的硅镁质底部之上的、一再被火山物质侵入的深海沉积物。可与图140对比

（据R. S. Dietz和J. C. Holden, 1974）

当然，人们要问，象美国东海岸的那些现代克拉通边缘盆地今后是否必然要演变成和西阿尔卑斯或阿巴拉契亚完全一样类型的山脉？另外，如果这样的演变并不是偶然发生的话，人们会问，在这些盆地中某些盆地晚期历史中所发生的造山运动是否与盆地历史中的前造山运动现象有继承关系？譬如，在西阿尔卑斯山中，中生代的古地理发展是否是新生代造山运动的根源，后者是否有予兆？当然，对这样的问题是难以提出明确的答复的。尽管如此，这种作用似乎必须是负向弯曲的。事实上，最近的研究结果说明，阿尔卑斯山结构构造的现代统一体表现出好像有一些明确的外貌，这个外貌的统一体大约是山脉最近历史时期内的渐新世-中新世变形的产物，这种外貌可能把那些由于在白垩纪期间发生的属于另外一种型式、非常充分显露的造山运动作用而产生的效果掩盖了，可能是由于欧亚大陆地块和非洲大陆地块的第一次的规模较大的相对靠近而引起的造山运动作用而产生的效果掩盖了。所以，西阿尔卑斯地区中生代和第三纪历史中大概没有连续的造山运动。但是，与此相反，两个不同的造山运动旋迴有着同样广泛性和同样的复杂性。更一般地讲，“厚的沉积岩系被认为是山脉的先驱因素”这种老概念，看上去应该让“事先没有大量沉积作用而在那里就有造山运动”这另一种概念来取代。许多已知山脉就是后一种概念的证据，例如中亚的兴都库什山，帕米尔和喜马拉雅山就是这样的。因此，应该把结束了某些克拉通边缘盆地历史的造山运动认为是那些一向制约着沉积作用（这种沉积作用在盆地里发展，一直到盆地历史结束）的各种不同因素的结局。当然，造山运动的发展曾一直不断

地控制同造山期的和造山期后沉积物的分布和数量，但是，圆满结束了某些克拉通边缘盆地历史的造山运动，并不一定继续在那里控制从盆地形成之时起就已开始的沉积作用，甚至两者并不必须有同样的性质。从前人们所曾接受的雏形构造的概念是非常缺乏证据的。

安第斯山（图143）也是由一个位于大陆区和海洋区边界上的盆地所诞生的。它们也表现出一种横向极性，根据这种横向极性可以把含有火山物质夹层的沉积岩系的盆内带和缺乏火山物质夹层的沉积岩系的盆外带对比出来。但是，盆地中的沉积作用包括几个重要的陆隆期。与盆内带有关的火山作用在那里有一部分是在海下发生的，另外有一部分是在陆地发生的，主要具有安山岩特征。在安第斯没有复理层，但偶尔也有大陆磨拉石发育。总之，衍生了安第斯山的沉积盆地既不同于衍生了西阿尔卑斯山的盆地，也不同于美国东海岸盆地。当然，安第斯山脉的盆地也沿着南美大陆西部的大陆地区界限分布。因为，阿尔卑斯山盆地既包括着一个大陆地区的边缘也包括着相邻海洋地区的边缘，美国东部的盆地也和它同是一个样子，而安第斯盆地则全部包括在其周围的大陆范围之内。

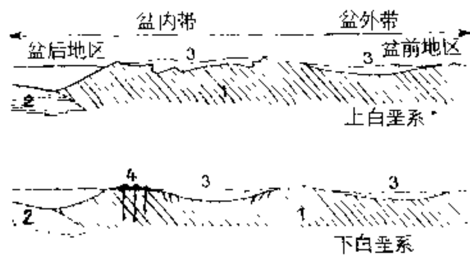


图 143 白垩纪安第斯山区中部的简化剖面图

1—由陆壳和前中生代硅铝质地层组成的南美克拉通；2—硅镁质洋壳；3—中生代安第斯山的、基本上是大陆的和磨拉石的沉积物；4—安第斯山区的火山，图中表示，白垩纪早期是一个扩张时期而白垩纪晚期则是一个地壳收缩时期，安第斯中生代沉积区全部位于大陆壳的边境内，因而最后可以区分出一个和体系中的盆内带相应的优地槽带及一个和盆外带相应的冒地槽带

（据E. Audebaud 等，1973）

c）因此，对于那些位于大陆地区边上因而被称为克拉通边缘盆地的盆地，有必要区分出安第斯型和阿尔卑斯型两种。第一种的特点是它们是位于大陆边缘界限内部的，而同样位于大陆边界上的第二种则比较复杂，这种盆地的外部属于大陆，因而被称为克拉通边缘的，它们的内部位于大陆以外，因而被称为克拉通外缘的。因此，安第斯型盆地被称为界内的（liminaires）盆地，而象阿尔卑斯型这样类型的盆地则可以称为边缘盆地。所以，美国东海岸的盆地是一个现代的边缘盆地。总之，当这种克拉通边缘盆地是产于造山运动之中时，就有必要区分安第斯型山脉（这种山脉人们也把它叫做界内的山脉，就像产生了这种山脉的盆地一样）和阿尔卑斯型山脉，按照同样的道理它们可以被称为边缘的山脉，不过，按照地槽概念的观点，人们称其为地槽山脉。前者在盆内带缺乏复理层，设有硅镁质火山出现。另外它们也缺乏大量的推复体，缺乏普遍的高压-低温的硬柱石-蓝闪石型变质作用；与此相反，在后者中，这些不同的地质现象都扮演了一个必不可少的角色。显然，安第斯山脉和阿尔卑斯山脉之间的不同点，有一部分是由于原来的两个沉积盆地位置不同造成的，而另一部分则是由于这些盆地历史晚期所具有的不稳定性造成的。

Ⅳ、全球构造和古地理的演变

通过最近报导的海洋研究的资料和根据这些资料可以得出的全球构造的概念可以更好地了解沉陷现象继而重新探讨我们对沉积盆地发展的看法。不过，这个全球构造概念虽然是无可争辩的并且被证明是成功的，但是，从最近报导的、同样是通过对海洋研究而获得的其它方面的资料看来，这个概念还不是非常理想，在这方面，还需要用其它的概念补充

或引伸，特别是海洋作用的概念。

1. 全球构造的概念

全球构造（又叫作板块构造）的概念是根据我们目前对洋底动力学的认识及对海洋上和陆地上的地质现象观察而得出的一个理论概念。它把在造山运动带中查明的岩石圈变薄的现象和最近发现的洋中脊一带的海底扩张现象联系在一起。为此，这个概念认为，由于原生的、单一的大陆（泛古陆）的解体，产生了一些被称为板块的坚硬的岩石圈盖层（calotte），在这次解体之后不久，由于在坚硬的岩石圈和其下面的软流圈之间的流变性大小不同，软流圈有某种流动性，而地球的体积始终保持不变，因而发生了板块迁移，即大陆漂移。这个观点把山脉看作是两个板块相撞的最后结果，看作是一个板块俯冲到另一个板块之下的结果，例如非洲东部，利比亚，Pélagonienne 海，法国中部和东部，莱茵地堑，北海等地的地堑断谷（裂谷）的出现则是在指示着与同样的漂移构造有关的、欧亚陆块中间的一次膨胀和随后发生的一次突如其来的裂开。

地块（例如非洲地块和欧亚地块）的裂开，也就是说，裂谷的出现是和所谓洋壳的新的地壳的形成相伴而生的，所以如此称呼是因为象大西洋或太平洋的现代的洋底有一大部分都是由这种类型的地壳构成的，另外还因为，它们与那些大陆地块所构成的地壳截然不同，也就是因为这个原故，后者被称为陆壳。这种裂开被认为是海洋诞生的最初阶段。譬如，陆壳边上的大西洋(在那里，洋底在中脊一带发生了扩张）看来就是由于裂谷的产生和变宽而形成的。相应的洋壳形成带呈现为一个离散（divergence）带。与此相反，在某些山地(例如安第斯山脉)，则在发生俯冲的同时，被吞没的岩石圈就会被软流圈逐渐消融，在那里，地震（它们的震源位于一个倾斜程度不同的面上）现象标出了软流圈中来源于岩石圈的物质的轨迹。这种俯冲可能是洋壳板块俯冲到陆壳板块之下，像安第斯山就属于这样的情况，也可能是大陆板块俯冲到大陆板块之下，如喜马拉雅山就属于这样的情况，另外还有大洋板块俯冲到大洋板块之下的，例如马里亚纳岛弧，马来亚岛弧或者汤加-克马德克岛弧等大洋内部的岛弧就属于这种情况。在一种或另一种情况下俯冲确定了一个带，这个带就是聚敛（convergence)带。最后，按照全球构造观点，在这些提供了地球深处的动力情况的浅部构造出现的同时还表现出了起源于深部的地热上升现象，后者可能是由于热点（points chauds）的存在及其所发生的作用而引起的，这些热点在软流圈表面上形成了隆起，上述热点的作用包括浅部的地热梯度的发育及其在不同时期发生的变化以及火山作用或岩浆侵入作用的发育。

在离散带由于裂谷的诞生而产生的洋壳，其标准厚度在5—10公里之间，而陆壳的标准厚度则大约在30—40公里之间，由此看来，陆壳或洋壳仅仅是实际厚度在70—150公里之间的岩石圈表面的一个薄板。不过，上述的厚度只是陆壳或洋壳在正常情况下的厚度，实际上，它们在局部地带是随着板块的迁移和收敛而改变的。

因此，当一个裂谷张开时，在每个大陆地块和与之毗邻的大洋地块之间就会形成一个有100到250公里宽的过渡壳（图144)，在后者中，靠近大陆地块那一部分是由陆壳通过伸长作用而变成的，上述伸长作用可能与浅部的张性断层有关，另外也可能与深处的假塑性挤压有关；而靠近大洋盆地的过渡壳则是由于大洋的岩浆作用及来自附近大陆的陆源沉积作用这两种原因而生成的。因此，在这个过渡壳中，靠近大陆那一边的具有类似大陆的性质，而靠近大洋那一边的则具有类似大洋的性质。它的厚度是介于陆壳厚度和洋壳厚度之间的。

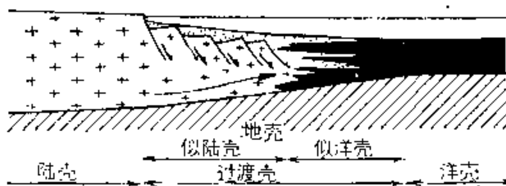


图 144 过渡壳形成过程示意图

所谓过渡壳指的是由于表面伸长而具有张性断层和深部挤压作用（箭头指示方向）的似陆壳和由于海洋膨胀、硅镁质物质侵人（交叉线）而形成的似洋壳以及由于陆壳（+字符号）侵蚀而产生的沉积物三者一起构成的地壳

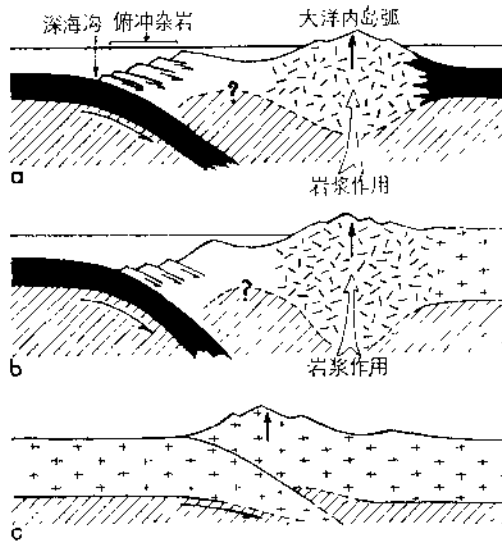


图 145 与俯冲有关的地壳变厚的各种可能情况示意图

在大洋内部岛弧（a）或大陆边缘岛弧（b）的情况下，这种变厚可能有的是由于与根部形成有关的深部岩浆作用和通过平衡的补偿而显露出来的相应的隆起，另外可能有的是由于俯冲中的板块所引起的波状构造（Lames tectoniques）堆积而成，这些加厚作用的最后的共同结果是产生了所谓的俯冲杂岩。此外在大陆缝合线的情况（c）下，地壳的变厚可能是由于两个大陆板块相撞，因而产生了地层叠复

与此相反，当两个板块汇合时，在地层重迭之际整个地壳中会有局部变厚，这种局部地壳变厚的情况会使得那些从属于板块汇合作用的逆断层更加活动(图145)。例如在西藏，地壳就因此达到75公里厚。最后，大概与岩浆的通道在热点之上以及与地壳是大陆的还是海洋的有关，在岩浆成因的物质侵入之后地壳可以变厚。譬如，在马里亚纳和汤加-克马德克的大洋内部岛弧之下(在那里，基底的地壳大概是由洋壳组成的)，这样的地壳厚达12～15公里。在千岛群岛（那里也属于洋壳)，地壳肯定有25公里厚。最后，在安第斯，下面的陆壳为75公里厚（这种情况可能也与深部的岩浆作用发展有关)。这种变厚构成收敛状体系，在那里，它们呈岩根状插入到下面的岩石圈中。再者，这种由于地壳的岩浆变稠而产生的岩根发展的趋势会通过地壳均衡作用而持续不断地发生一种造陆的上升作用，这就可能有陆源沉积物的供给者长形高地存在，后者可能是由一些列岛构成的，也可能是由一些伸长了的山脉（cordillére）构成的，属于前述情况的称为大洋内部岛弧，属于后述情况的称为大陆边缘岛弧。

总之，对整个岩石圈和它与软流圈的关系来说，最近获得的大量事实，尤其是那些表明地热流变化的事实使人想到：大陆岩石圈要比海洋岩石圈更厚一些，它可能有海洋岩石圈的两倍厚。如果是如此的话，这就为理解软流圈上的岩石圈板块的横向运动和理解软流圈之上岩石圈的地壳均衡平衡提出了一些重要的难题。

2. 坳陷和全球构造

全球构造的概念主要是考虑了岩石圈的水平迁移，而对垂直运动则有些估计不足。不过，从巨厚的沉积层看来，在沉积作用发生前一定先有一个深沟，使得沉积物能够沉到深陷的沟中去，或者，在沉积过程中，盆地底部一定曾经逐渐沉陷，致使那些被陆续搬运来的沉积物能够沉积到盆地中去。另外，如果沉积物是陆源的话，巨厚沉积层的出现和发育还意味着：过去一定曾经发生过地壳隆起——由于后者的出现和发育，产生了相应的大量沉积物。

实际上，全球构造概念中的水平运动和某些其它热动力的表现，就是产生坳陷——足以说明巨厚沉积层成因的坳陷——的原因。

因此，当一个大陆地块随着洋壳的产生在这样出现的裂谷中裂开时，新形成的洋底一般约在外围的大陆地块最高表面之下4000米，当一个过渡壳形成时，其底板的初始深度对上述表面来说是从1000米到2000米。可以引起沉积物深陷的坳陷可能是在大陆裂开过程中产生的，在那里发育的沉积物可能在体系发展的某些时候是通过它的边缘来供给的，至少有一部分是如此。

同样地，与深成地热的显示有关（对此，全球构造论者是会表示同意的）、并且特别是与假定的热点的存在有关的浅部温度的进一步上升会使得过热的地区隆起，以后当这个盆地变冷时则又会使其坳陷。例如，在大西洋中，中脊（大西洋的最热地带）平均在水面以下2500米或3000米，随着远离中脊的程度和随着温度的变冷，深度逐渐增加直到接近5500米，与此相应，在这个深度上形成的洋壳，其位置也随之变动（图146）。大西洋底坳陷的速度是可以估计的。最初，坳陷的速度为每一百万年坳陷100米左右，然后，此速度随远离坳陷程度和时间的进展而衰退，直到每一百万年坳陷10米。这个大致的数字大约为100公里厚的岩石圈的截面经过冷却缩小的米数。由此看来，大西洋底的坳陷是由于它的冷却而发生的。裂谷出现以前的热隆起及其在裂谷出现后衰减的现象好像也能解释在肯尼亚发生的1500米的隆起以及在东非裂谷张开的前夕在红海发生的3000米的隆起。一个在较近期内形成的大陆边缘上的这样的热坳陷在一亿年前还几乎没有消失。

洋中脊
0
-10000m

图 146 一个处在扩张期海洋剖面示意图（图上部）和在这样的剖面上当热流产生时的曲线状态（图下部）

斜线表示地壳；点表示海洋沉积物

最后，由于一个岩石圈板块在另一个板块之下俯冲，就会在聚敛带中出现坳陷，板块在下陷过程中以某种方式卷向另一个板块底部，它深陷到这个板块之下，而且，在消失之前它自己也变得弯曲。如果下陷的是大洋板块的话，这时就会产生一个线状的深海沟，其深度要比毗邻的洋底大2500米到5000米。看来，牵动着位于另一块大陆板块之下的大陆板块的俯冲也容易产生类似的坳陷。因此，即便这里过去从来没有达到深水条件，但从出现了厚层沉积物这一点可以认为，过去曾是有过长条状地带的。总之，不管坳陷属于哪种情况，这种坳陷所表现的特征不是来自地壳均衡而是来自不均衡的。其实，即便是认为意味着平衡的均衡补偿面不再是莫霍面而是岩石圈与软流圈间的界面时，坳陷之下的地壳厚度与坳陷以外地壳厚度也是相同的。坳陷的出现不仅仅是相应盖层的厚度和密度的函数，而且也是俯冲和俯冲强度的函数。与此相反，从一些资料看来，由于洋壳沉积物的超载和位于裂谷边缘的过渡壳沉积物的超载会引起相邻陆壳的坳陷，在这种情况下，陆壳的最高表面会向着海洋失去平衡，就是说产生岩石圈的褶皱（图147）。象这样的沿着一个离散的大陆边缘产生的低洼地带可能有200公里宽，而相应的陆壳则埋藏在一个契形轮廓的4000米

厚的沉积体之下。当相应的俯冲发生时，岩石圈会由于超载（由堆积在那里的波状构造所反映出来的超载）而在与聚敛带相当的部位出现一个大体上与此相类似的褶皱(图147)。这样的超载尤其会使俯冲板块斜坡的最初角度缩小，并使与这种俯冲地方相应的深海沟的深度增加。

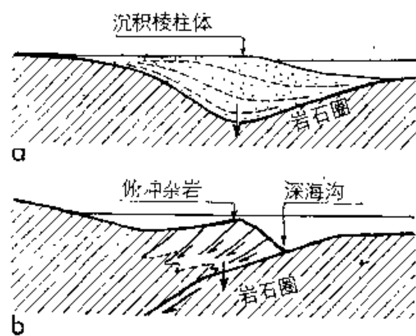


图 147 由于岩石圈断裂而产生的坳陷的发展过程示意图
（a）由于沉积作用引起的浅部超载而产生的岩石圈断裂；（b）由于构造作用而产生的岩石圈断裂和与俯冲有关的岩石圈断裂

总之，根据这些由于板块迁移和通过板块的相互作用而发生的次生的垂直运动就足以了解坳陷的成因——由已知沉积盆地所表示的坳陷的成因。从沉积学的观点看来这是一个看法上的错误，看来，把重点放在水平运动上是全球构造概念的一个缺陷。

3．沉积盆地的发展和全球构造说

全球构造说为理解沉积盆地的发展开创了某些新的观点。此外，它还使我们重新考虑一些关于有利于沉积盆地形成处所的概念以及与盆地的演变有关的概念。

a）新的观点

在板块构造说所开创的观点中，特别重要的一点是：在同一个沉积盆地的发展过程中，它常可以在盆地的气候区和古地理环境等方面变化好几次。

（i）气候区的变换

古地磁研究的丰富资料使我们承认，由于板块漂移，板块在它们的地质历史期间，其气候区会发生根本的变化。除非假设气候永远不变以及赤道永远不变，否则每个大陆在它的历史期间都经受了好几种不同的气候。所以，在一个沉积盆地的分析工作中应该包括多种相应的古气候的再造。

（ii）古地理环境的变换

这些意味着全球构造的古地理环境的变换对于那些可能成为陆源沉积物的发源地的布局产生了很大的影响。另外，它们也会影响到这种布局的模式。遗憾的是，许多资料都缺少这方面的内容，而且，从全球范围来讲，重建古地理环境所需的依据还在不断地消失着。虽然海洋可以保存一部分海底，其中含有为其它地方所不能保留的痕迹，但是，对于已经消逝了的海底我们就再也不能很好地重建它们了。

b）产生沉积盆地的主要有利位置

用全球构造的用语来讲，一个沉积盆地所在地的特点可以从以下几个方面规定出来，即地壳类型和承受盆地的岩石圈的类型，盆地对板块边界的距离，最后，对于那些位于邻近板块边界的盆地来说，还有板块边界的类型。

（i）基底的类型

沉积盆地的基底可能是陆壳、洋壳或者可能是过渡壳，在后述情况中，基底可能是一种类似于大陆的壳或一种类似于洋壳的壳。对此，人们分别称之为似陆壳（croûte quasi-continentale）和似洋壳（croûte quasiocéanique）。沉积盆地的基底也可能是一种厚度不正常的壳。如果基底最初是由陆壳生成的话，就称为准陆壳（croûte paracontinentale），如果基底最初是由洋壳生成时称为准洋壳（croûte paraocéanique）。

(ii) 对板块边界的距离

盆地与板块边界的距离远近可以决定板块边界特征对盆地发育所产生影响的大小。譬如，按照离扩张带距离远近的不同，盆地所受到的热隆起的影响及在此之后的、与扩张有关的坳陷有联系的影响也互不一致。同样地，按照离聚敛带的远近的不同，盆地所受到的、与聚敛带有关的地震、构造和岩浆作用也互不相同。因此，人们根据这些不同的情况就可以大致地辨认出，哪些盆地是位于板块内部、因而是离板块边界特有的地质现象最远的，哪些盆地是与此相反、被包括在板块边缘带内、受到板块边界特有的地质现象影响的，甚至有时是位于板块边缘带中心的。第一种叫做板块内盆地，第二种则叫做板块相互影响带的盆地。

(iii) 板块边界的类型

根据这个标准可以基本上区别开与板块的离散带有关的盆地和与板块聚敛带有关的盆地。第一种是裂谷发展的结果，这种边界被称为不活动边缘。第二种是俯冲发展的结果，根据这种发展是正在进行的还是发展的最后时期已经来到而分别被称为活动边缘或大陆缝合线。除去这两种基本类型以外，还有一种类型表明了两个板块接触的特点（这两个板块相对迁移，既没有构成新的岩石圈又没有破坏老的岩石圈），这就是根据转换断层划分的类型。这样区分开的三种情况分别具有类似于具有正断层（又叫张性断层）的构造，具有倒转断层（又叫压性断层）的构造和具有平移断层的构造。

根据上述三个标准可以首先划分出板块内盆地、不活动边缘盆地、活动边缘盆地和与转换断层有关的盆地，然后，可再把这样划分出的每一个类再按照包含各该盆地的地壳的类型细分，如：

板块内盆地可以根据它们基底所属板块的不同、即根据它们的基底属于大洋板块或大陆板块而分为大洋内的或大陆内的。此外还可以看到，在板块内的大陆内盆地中，有的盆地是位于过渡壳的物质上的，有的是位于古老板块范围所继承的非正常的海洋物质或非正常的大陆物质之上的。

不活动边缘盆地既包括陆壳的盆地，也包括洋壳的和过渡壳的盆地。

活动边缘盆地按照当前板块的特征可以分为两种类型。当两个板块都是大洋的时，它们的收敛是在一些与孤立岛弧（像当前出现的千岛群岛，马利亚纳群岛，汤加-克马德克群岛或巽他群岛的那些类型）有关的线状盆地之上发生的，也就是说，是在大洋内部岛弧之上发生的。当一个是大陆板块另一个是大洋板块时，例如在安第斯山和阿尔卑斯山的情况中，由于板块收敛而产生的山脉按照各种不同情况有的是大陆内盆地，就像安第斯山开头的盆地那样，有的是大陆外盆地，象阿尔卑斯某些盆地就是这样的，另外还有一些是混合的，象另外一些阿尔卑斯盆地就是这样的。也就是说，另外还有一些是属于大陆边缘的。最后，在活动边缘型发展末期，当一个大陆板块插到另一个大陆板块之下并且发生两个板块相撞，也就是说，当产生了一条大陆缝合线时，还会出现一种人们称之为大陆缝合线的盆地。但是这时就不再是活动边缘盆地了。

根据相对的板块彼此是大陆的或是大洋的，或者一个是大陆的而另一个是大洋的来看，与转换断层活动有关的盆地原则上也包括许多种。不过，实际上，这些盆地还都了解得很不够，因此这里只能列举一些文章，而它们也是研究得很不够的。

c) 沉积盆地发展的主要类型

在板块构造的观点中，沉积盆地的发展乃是由于地球表面岩石圈的形成、消失而偶尔产生的结果，更确切地说，它们是大洋张开（由于大陆地块的分裂而张开）和闭合（当大陆板块汇聚时）而偶尔产生的结果。由此看来，一个盆地发展的主要趋势是由构造-沉积的相互关系所决定的，从主要方面讲，它们分别是：板块内或位于一个扩张带附近的海洋盆地；不活动边缘盆地，也就是说，位于一个大陆岩石圈和幅散的海洋岩石圈边界附近的那些盆地；活动边缘盆地（在这些盆地所在的地方大洋板块深陷在大陆板块之下或深陷在大洋板块之下）；与大陆缝合线有关的盆地（在隔开两个大陆板块的洋壳充份消失之后，两个大陆板块就在盆地所在的位置上开始相撞）；以及大陆内的盆地，它们的特点是它们位于大陆板块的中间。

1．海洋盆地

在某个时代里，一个海洋盆地可以根据它们的大小，根据它们可能包含的离散带的分布情况和根据周围的聚敛带的分布情况全部属于板块的相互影响带，或全部位于这样的带以外。然而，就像在现代的自然界一样，常常是有一部分属于板块相互影响带，即一个扩张带，而另一部分则是这个带以外的。此外，包含这种盆地的海洋岩石圈的每一段都相继地经历过由于大洋板块的出现与发育而发生的任何一种状态，也就是说，经历过洋底扩张，然后经历过深海盆地的状态，这种深海盆地是属于内板块型的，最后经历过聚敛带，在那里，海洋岩石圈主要部分被吞没，与此同时，吞没剩余的部分则被带到那些从构造上讲属于俯冲带的地区内。再者，在盆地发展的初始时期或结束时期，洋壳的某些地段也可能遭受到与转换断层的活动有关的变形作用，这些转换断层既和离散带有关，也和聚敛带有关。

除了不活动或活动边缘的特性（这些特性将在后面论述）以外，能沉积海洋沉积物的主要位置是：中脊的脊部，在那里，同样地由于扩张的原故形成了由岩浆成因的连续岩层构成的蛇绿岩套；这种脊的侧翼从脊开始随着与扩张带距离的增大，大洋基底逐渐沉陷并变冷；最后是更深的带，在那里，相应的岩石圈的热的收缩实际上已经完成。这些不同处所在深度方面的差别表现在多种类型的沉积物上面，这些差别主要表现在那些深海的、沉积在大洋扩张所产生的蛇绿岩杂岩上的沉积。因此，考虑到这个脊和这些侧翼高处都是位于碳酸钙的补偿面之上这一点，我们可以想见，沉积在这些处所的沉积物可能都是钙质的，而沉积在脊侧翼低处和更深的带中的那些沉积物就完全是硅质的了。从这个事实看，当一个海洋盆地的气候区在它的历史期间有所改变时，与气候区改变有关的变化就会显示出来而被我们查明。因此，如果在同一个垂直剖面上有两个逐渐过渡的碳酸盐期存在、并且每一个碳酸盐期之上都有一个硅质岩期的话，就可以表明沉积区一定是在赤道上，在赤道由于温度比别处高，碳酸钙的补偿面要比别处低一些。此外，在那些具有浊流的盆地中，浊积岩可能与深海沉积物共生。最后，当盆地包括岛屿或包括与水面相齐的构造时，还可能有其它岩相发育。譬如，大洋的火山顶可以被覆以礁体，并且在两侧有火山碎屑浊积岩的覆盖层。在某些情况下，这种类型的宽而厚的巴哈马碳酸盐台地也能在大洋范围中产生。当然，从同样的大洋扩张的理论看来，从整体上讲，这样形成的沉积物的断面是穿时的。

这样区分开的各种海样沉积物几乎只能在现代的大洋中观察到，在那里，最老的沉积物仅能追溯到侏罗纪。可能是由于全球构造的基本机理，另外也可能是由于现代海洋大体上都是在中生代初期形成的缘故，在地质系列中，海洋沉积物是稀少的、缺失的或难以辨认的。事实上，在全球构造论者所提出的观点中，这样的沉积物的遭遇可能有以下几种，

一种是在板块下降运动所卷走的盖层中被吞没，一种是在板块俯冲期间被遗弃之后粘结于陆壳侧翼或大洋岛弧，一种是在岩浆喷发(在板块俯冲期间，岩浆在一个体系的深部发育)之后插入到一个造山带的根部。因此，那些大约是在前侏罗纪海盆中沉积下来的巨大的浊积岩体就可能有过一种或另一种这样的遭遇。也就是因为这个缘故，我们只能在一个位于造山带中的大陆地块侧翼可以有较多的机会发现并认出已消逝的古海洋沉积的证据。

2．不活动边缘盆地

这种盆地通常都表现为两个不同的部分。在这种情况下，每一种不活动的大陆边缘都表现为两个并列的部分，一部分是加高了的大陆地块——陆源沉积物的可能供给者，一部分是新形成的海洋盆地，前述的陆源沉积物至少有一部分陷落到这个新生成的海洋盆地中。因此，在这种盆地中沉积的沉积物构成一个棱柱形外形的整体，其中一部分位于陆壳上，另一部分位于过渡壳上，最后一部分位于洋壳上。因此，这个棱柱体同时包括在地槽概念的观点中称为冒地槽的地层及在相同观点中称为优地槽的地层。这就是最晚从白垩纪以来形成的、美国大西洋海岸外海的这种类型的沉积棱柱体。在全球构造的观点中，沉积在陆壳之上；经常处在浅海沉积条件下的这样的棱柱体构成的地层整体被称为冒地斜（miogéoclinales）沉积物，而浊积岩层总体以及其它在大陆斜坡坡脚沉积的深海沉积物被称为优地斜（eugéoclinales）沉积物。

与这种大陆边缘有关的这样形成的沉积棱柱体呈现出某些不同的沉积岩相。前几种岩相反映了相应地段还处在边缘影响范围之内时发育的沉积类型，后几种岩相反映了沉积地段已超出了边缘影响范围时发育的沉积类型。此外，棱柱体内部的某些改变也决定于从抬高了的大陆地块搬运来的沉积物的数量大小。最后，棱柱体的沉积可能在它发育的任何一个时候由于造山运动发生而停下来，后者的发生有的是因为大陆边缘原来不活动体系活化，在那一带地方，洋壳开始通过俯冲而下陷；有的是因为过去一直分隔着它们的洋壳消失后陆壳相撞而引起。因此，地槽山脉的很多成因特点表现了上述连续的地质现象的结果。在沉积棱柱体的发育过程中，另外一个使得沉积作用复杂化的原因可能是由于大陆地块中的局部地区向海的方向凸出而产生了凸角，或者与此相反，在大陆地块内形成了奥拉谷型的凹角，凸角和凹角是由一些对陆壳和洋壳的主要界限来说是横向的断裂引起的。

一个不活动边缘的演化过程可分为五个阶段：前裂谷阶段，裂谷阶段，原始海洋的海湾阶段，受限制海洋阶段和开放海洋阶段（图148)。任何一个阶段都具有一种沉积特征的组合，每种岩相对最终的沉积岩体来说都是穿时分布的。

前裂谷阶段

在那些伴随着初始的断裂而产生的热隆起形成时，同时发生了一种特有的基性火山作用。显然，所有沿裂谷的火山活动都是不均匀的，而是集中在这样形成的地区的褶升区(culmination）附近。此外，在扩散的火山岩堆积率和相应的热隆起的侵蚀率之间建立了一种平衡关系。这种平衡关系是不太肯定的，不过，在大西洋两侧，即从美洲和非洲两方面所进行的观察使人想起：侵蚀作用在这种情况下搬走了热隆起。事实上，在这个地区中，在靠近海岸的地方抬高的地层基本上都是属于前寒武纪的，在接近内陆的地方，抬高的地层基本上都是属于古生代和中生代的地层。

裂谷阶段

当影响热隆起区的扩张力在热隆起进行期达到某种极限时，本阶段所特有的地堑和半

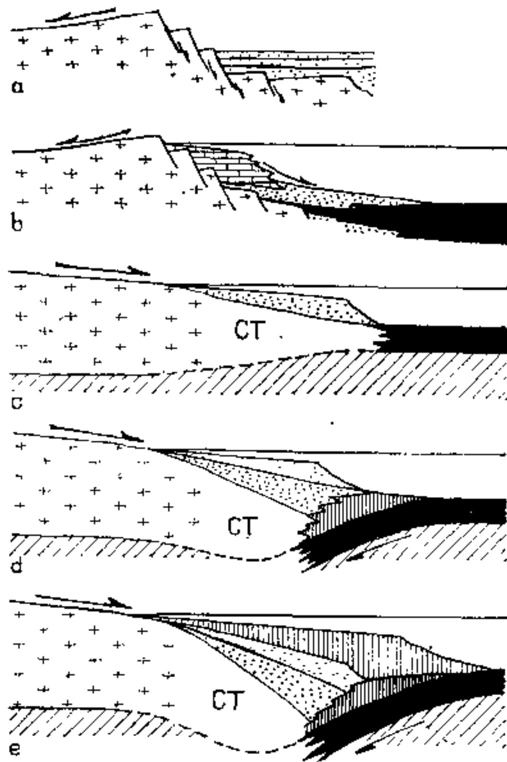


图 148 不活动边缘演化示意图

a）裂谷阶段；b）海洋的海湾阶段；c）受限制海洋阶段；d）和e）开放海洋阶段

地堑就开始形成（图 148 a.），大概开头的裂开是在鼓起的地区本身中出现的，以后，这样引起的裂开从这地区向外延伸。在裂谷中沉积了大陆红层和湖泊沉积物，其间并且加进了火山物质（由于形成了这样的断裂体系，火山物质得以继续地溢出），断裂带两侧地区可同时被张断层割断，后者的面积有时是很大的，例如，在现代的红海所占有的裂谷的西部，这种断裂带延伸了100到250公里。现代的非洲东部，中央高原*，Massif Schisteuxrhénan 就是处在这个阶段。另外，北大西洋三叠系，西部地中海渐新统等等大概也属于这个阶段。

原始海洋的海湾阶段

当热效应增强并由于地块分裂而引起坳陷时，在裂谷阶段被大陆谷分隔的地块也分裂得更厉害了。当洋壳开始在大陆谷底出现时，这个大陆谷的谷底就被淹没而消失（图148b.）。这样形成的海可能仍然是被前陆高地所环绕并且构成一个地形上的屏障，在一般情况下，河流和来自河流的碎屑沉积物都不能越过它。最后，当气候对形成礁和形成蒸发岩有利时，在岸边可能成礁，并且在多少还具有围限海性质的海的环境中会产生蒸发岩。后者在红海深海沉积物中被了解得格外清楚，在那里，在局部地段，蒸发岩的厚度达到 5000 米以至 7500 米，这种蒸发岩也出现在北大西洋海岸外海掩盖的地层中，在那里，海下的盐丘区成了它们的补给地。据了解，在南大西洋的两岸也有一些这样的蒸发岩层，显然，后者证明了，该处曾是一个连续的拉长状的蒸发岩盆地，已被大西洋的开口分割开。总之，恐怕这些原始海的蒸发岩基本上在准陆壳上沉积，这就是现代红海所处的这一阶段，此外，在阿法尔那里，洋壳已经露出水面。

受限制海洋阶段

当新洋壳在那些被张开的裂谷所隔开的大陆地块间开始形成时，从构造方面讲，这时已经成了海洋，但是从地理学上说来，还应该把受限制海和开放海区分开。事实上，在受限制海中（图 148c.）能够沉积来自大陆环境岩体的沉积物，并且，虽然扩张中心的动向是形成一个褶皱、把这样形成的盆地分成多少有些隔绝的两个部分，浊流仍足以使碎屑物质散布到整个盆地中去，因而海洋在这阶段只能包括一部分是准海洋型的过渡壳。在这样的受限制海中，过渡壳会由于热坳陷而沿着大陆边缘下沉，与此同时，大陆边缘也向下沉降。

* 译者注：指法国的中央高原

这种做为一个不活动边缘发育标志的坳陷，大概延续了五千万年到七千五百万年。在这一段时期里，相应的坳陷并不受那些可能在边缘上堆积起来的沉积物所构成的负载的影响。它们会逐渐地使那些地形上的屏障，即那些形成了原生裂谷的高耸的门户、使得淡水和碎屑物质不能进入裂谷的高地（倘使没有它们，淡水和碎屑物质就会从大陆边缘进入裂谷中去）消蚀。这样，早发育的坳陷就控制了大陆边缘边界的位置，那里的地壳是准大陆型的。它们最初可能是由巨厚的碎屑沉积物构成的，后者可能是在水流（其中包括浊流）的作用下在这个典型的冒地斜带中堆积起来的，在那里，它们形成了一个在朝着海洋的方向增厚的棱柱状沉积岩体而蒸发岩则不再形成。也就是在这个阶段里，通过侧向加积作用而出现了大陆架，后者的上表面一般都小于 200 米深，这个地段也就是水流不再有足够的能量来移动沉积物的地段。阿尔卑斯造山运动以前地中海所处的阶段就是这样的一个阶段。

开放海洋阶段

开放海洋是一个由不活动边缘围住的海洋，在它形成时，边部的热坳陷（大陆边缘曾是这种热坳陷的活动场所）已结束（图148d.)。按地质学观点，在这个阶段里，环境大陆的过渡壳已经是杂岩了。构成大陆架底部的岩石已经发生了断层并且在一些局部地区被碎屑物质、火山物质和蒸发盐物质盖满。最后，在这个阶段里开始出现新的坳陷，这次出现的坳陷是由于碎屑沉积物负荷过重而造成的，这些碎屑沉积物是以前阶段所沉积的，当时热坳陷还在活动。

在这个阶段沉积的沉积物中，有在大陆架上沉积的浅海沉积物和在洋壳边界大陆坡边缘堆积的浊积岩，由于这样产生的负荷过重，岩石圈的相应的地段会随着荷重的增加而逐渐沉没，而当这种沉没过程减缓时，在大陆架上会同时产生侵蚀现象和引起浅海和滨海沉积内部的沉积间断。这样构成的冒地斜地层比前一个阶段在那里沉积的碎屑沉积物沉积得更慢。在阿尔卑斯造山运动的前夕，在地中海沉积的石灰岩、粘土质页岩和泥灰岩的互层可能就是这个阶段的产物。与此相反，大陆斜坡则仅仅被过境的沉积物所穿过，尤其是被从大陆架边缘开始并在大洋底平原周围减弱的浊流所搬运的沉积物所穿过。这是一个沉积地层变薄或缺失的地带。如果与此相反，在当时沿着活动边缘发育的碎屑沉积物数量相当大的话，最后大陆架会由于连续的加积作用而朝着海洋的方向上增长，以至在洋壳上堆积得很厚（图 148e)。例如密西西比河、亚马孙河、尼日尔河、印度河等大河河口就有这样的加积作用，在这样的情况下形成了一个个的三角洲。一些厚度非常大的沉积物可以这样地堆积在大陆的前缘，有时可达 17000 米。

3. 活动边缘盆地

这些盆地是板块聚敛和俯冲的特征。板块聚敛和俯冲构成了大陆边缘或大洋内部的弯曲的杂岩带，造成了海沟、岛弧以及在它们中间的洼地和山脉，在洋壳俯冲到陆壳之下的情况下，可以概括地区分为以下几个地带，即（图 149)：深海沟——底部由洋壳形成的深盆地；俯冲期间在洋壳被吞没地带的缝合线周围形成的俯冲带；一个岛弧和山脉体系，(在

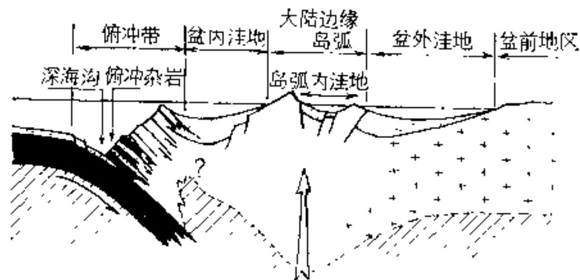


图 149 俯冲期间大陆边缘体系的示意剖面图

那里，由于这些岛弧和山脉，会使得地形在不同程度上变得高低不平）；另外，通过地壳均衡活动，体系的根部会发生岩浆活动现象；此外还有一个连续的洼地体系，这些洼地都是陆壳中的一部分，它们是在岩浆活动发生时、陆壳转化期间形成的，岩浆活动使许多岛弧和许多山脉彼此分开。

在这个体系中，各个洼地内的沉积作用都是和以下的几种作用同时发育的；首先，它们是和火山岩岩浆及深成岩岩浆活动同时发育的；其次，它们是和俯冲带中的低温变质作用和那些相当于根部的陆壳地段内的高温变质作用同时发育的；最后，这些沉积作用是和褶皱，上冲断层和断层在俯冲带和岛弧、山脉、洼地体系中的出现同时发育的。这些沉积的、岩浆的、变质的和构造的表现大概一直发展到大洋板块（它的状态一直不变，保持着这样的体系）全部被吞没的时候，也就是说，一直发展到地壳相撞而产生了大陆缝合线的时候。从或多或少地呈弧状曲线的发展示意图看来，上述几方面的同时发育是相当独特的。在造山运动中观察到这种共生是造山运动起源于俯冲着的活动边缘的证据。

俯冲带特有的特性和发展以及岛弧和大陆壳上的山脉体系和洼地对等的特性和发展也都是能说明问题的，如：

——俯冲带中包括着作为岩石圈褶皱边界（在广海的那一方）的俯冲海沟，岩石圈在沉没之前就是顺着这样的海沟发生弯曲和倾斜的。因此，海沟的内侧斜坡是缓倾斜的，并且，由于在扩张过程中海沟的内侧斜坡有局部变形产生的正断层，有由洋壳和最初的沉积覆盖层构成的杂岩，所有的内侧斜坡都是高低不平的。与此相反，相当于陆壳前缘的海沟的外侧斜坡则是比较陡峭的。俯冲海沟接受了厚度不稳定的浊积岩，这种浊积岩位于那些原来沉积在大洋洋底上的沉积地层的上面，并且，移动的沉积物一直搬运到从构造上讲它们得以堆积起来的那个地方。虽然这些浊积岩主要是由纵向水流（对海沟来说）所搬运的物质形成的，不过也可能有相当多的碎屑物质是从海沟的壁和海沟的边缘得来的。当带来的沉积物的量对俯冲率来说是相当大时，俯冲海沟会被堆积的物质填满，因而使得海底地理界线消失。当然，被沉积在俯冲带的局部的浊积岩体积在一定程度上是和初始的海沟水深成反比的。

在开放海洋阶段和洋壳俯冲阶段沉积在洋壳上、堆积在俯冲海沟一带的沉积物掺进那里的杂岩（由这些沉积物和与这些沉积物堆积在一起的破碎的蛇绿岩断片以及在沉积期间当地形成的、同样地受到剥蚀的浊积岩构成的混杂岩）中间。这种杂岩叫做俯冲杂岩。它的顶部似乎与那些作为俯冲海沟外侧斜坡边界的断裂相齐。由于不断加积的地壳物质和俯冲带来的海洋沉积物使沿着逆断层体系增长的俯冲杂岩体滞塞在俯冲带的大陆前缘附近。当地壳向上隆起时，上述俯冲杂岩体可以直接地被我们观察到，它们的巨大的厚度是属于构造成因的而不是属于地层成因的。

——大陆壳上的洼地有几种不同的类型，这些类型可以根据它们距俯冲带的远近而区别开。

在俯冲带附近和多少被俯冲杂岩围住的海岸发育着一种被称为内部洼地的洼地。在这种洼地中沉积的沉积物可以有5000米到12000米厚。它们内侧基底可能是俯冲杂岩，外侧基底可能是一些遭受了侵蚀作用的、由于岩浆作用而生成的岛弧的深成岩、火山岩和变质岩，它的轴部通常都是一个过渡壳或者还有当时掺入到陆壳中去的前造山地带的固结的残留物。这些沉积物的组成物质是从附近的岛弧搬运来的，因此它们是属于火山的、深成的或

变质成因的。在这种洼地的外侧，这些物质依附在那些经常作为岩浆弯窿界限的断层体系上。与此相反，洼地内侧的这些物质则可以和那些构成了俯冲杂岩的构造破碎部分一起沉入层间，虽然在某些情况下，上述沉积物质的沉积数量可能也受到切割了这些单元的断层体系的限制。最后，这些沉积物包括各种岩相，从浊积岩到三角洲沉积物或者甚至是陆相沉积物。它们所指出的局部地区的深度可能决定于围限着外侧俯冲海沟的河口的水的深度及沉积物数量多少以及洼地的俯冲率大小。

在那些由于岩浆活动而发生隆起的岛弧中间可能形成另外一些洼地，人们称之为岛弧内洼地。这就是有时布满岛屿并经常被张断层体系控制的陆表海。在那里，沉积的沉积物的岩相是最为多种多样的，从大陆红层一直到浊积岩，组成它们的沉积物反映出：沉积物的来源地有的是很远的，有的是来自局部地区，当有岛屿存在时，上述的局部地区就是岛屿。

最后，在这样的岛弧或岛弧体系或山脉体系的后部发育着一些程度多少不等的长的洼地或洼地体系，它们分开了体系后部地区的洼地，这种洼地可以被称为盆外的洼地。沉积在上述洼地中的沉积物是陆表的或陆地上的，它们的厚度经常超过5000米。在这些洼地的沉积物中可以观察到一种沉积的极性，后者指出：在沉积当时，沉积物是从盆前地区向体系内部方向搬运的，有的沉积物是从位于这些洼地内部的岛弧搬运来的。包括这些沉积物的坳陷可能是由于那些包括着坳陷的岩石圈褶皱而发生的一个反应，或者由于俯冲带中出现的构造成因的超载而发生的一个反应。

当然，使用“内部的”和“外部的”这样的词来表示活动时期位于板块聚敛带陆壳上的各种洼地的作法是一种习惯的用法，这和用“盆前地区”表示那些有俯冲作用在其下面发生的大陆地块的情形是一样的。不过，在采用了这些词以后，它们就表示了这样形成的体系的基本的极性。这些名词是比较便于使用的，不过，只有在这样的基本的不对称性是可以觉察得到的时候才会是如此。与此相反，当基本的不对称性不易觉察时，也就是说，在这些体系的最后发展阶段，当构成了一个大陆缝合线时，就难以使用这些名词并做出相应的区划了。

4．与大陆缝合线有关的盆地

人们用大陆缝合线这个术语来表示变形的杂岩带，这样的地带是在俯冲结束时及分隔了大陆的整个洋壳消失、被不活动边缘围限的大陆地块与在其下有超前沉没的洋壳的大陆地块开始相撞的时候构成的(图150)。所以，在这样的缝合线可以看到活动边缘所特有的沉积物的各种不同类型和不活动边缘所特有的沉积物的各种不同类型同时存在的现象。从原则上讲，沿着这条缝合线还应该有在大洋底上沉积的、缝合线产生前已有的沉积物和被构造切断的海底的部分，也就是说有俯冲杂岩。事实上，如果在相碰撞之前俯冲作用相当活跃、足以把杂岩卷入深处并把它们掩盖起来的话，或者，如果与相撞有关的隆起把杂岩抬得相当高，并使所有的杂岩都被侵蚀破坏掉的话，俯冲杂岩可能是看不到的。

在一般情况下，在那些与大陆缝合线共生的沉积物中都可以看到不活动边缘沉积物、大洋沉积物和大陆边缘的活动边缘的沉积物。在这些被固定在大陆缝合线原生单元上的多种类型的沉积物中也掺有大陆缝合线自己特有的沉积物。实际上，在相碰撞的时候，由于碰撞，在缝合线中出现的盆地会沉积厚达 5000 米的沉积物，这种盆地被称为边缘盆地(bassin péripherique)。它是在岩石圈弯曲时开始形成的，在碰撞的前夕，洋壳几乎消

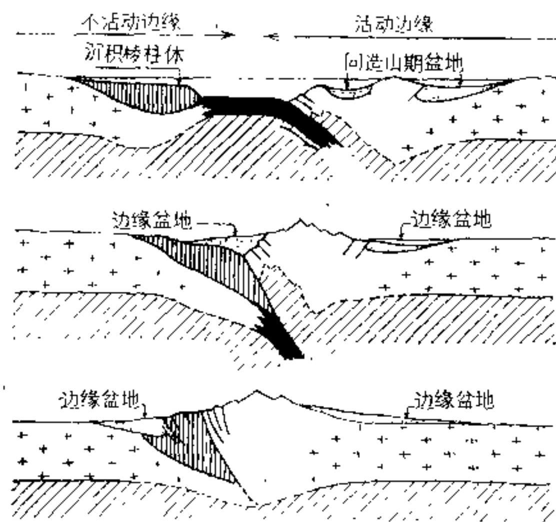


图 150 大陆缝合线的主要形成时期示意图

在一个不活动边缘所特有的沉积棱柱体沉积和在此之后的一个活动边缘所特有的盆内洼地和盆外洼地的间造山期的沉积物上面，在一个或两个边缘盆地中沉积了处在结束期的大陆缝合线所特有的晚期的造山期后沉积

失，大陆地块跟随洋壳而来，并使得张性断层产生，有时候，这些张性断层会分布在边缘盆地的周围，沿着这些张性断层沉积在缝合线中的不活动边缘的沉积物可能抬高而形成凸起。随着大陆地块本身开始俯冲，盆地在张性断层形成后会加深，然后，由于这个俯冲不久就会因地壳碰撞而被阻止，并且地壳会变厚，各部分会发生隆起并使俯冲中断。

这样形成的、与大陆缝合线有关的边缘盆地特有的沉积物是由三角洲或冲积的碎屑岩组成的，它们是由于对面的大陆地块受到侵蚀而得来的。在一般情况下，这些沉积物都是磨拉石。携带沉积物的水流对这个体系来说是横向的。此外，如果盆地相当深的话，在形成磨拉石以前会先形成浊积岩，在这种情况下，可以看到浊积岩位于下沉的陆壳或过渡壳上，这些浊积物是由对体系来说主要是纵向的浊流带来的。最后，在这个沉积体系的隆起后期还会产生蒸发岩，如在波斯湾 Zagros 大陆缝合线一带地方所产生的那种类型的蒸发岩。

因此，一般说来，一条完整的大陆缝合线乃是从海洋封闭开始的一系列事件的最后的结果。但是，在大多数的情况下，在这样形成的沉积体系的整个横断面上这种封闭并不是同时都能实现的。因此，在洋壳仍然出露的地方和在海洋封闭并且相应地已形成大陆缝合线的地方之间，有一个三结点，这个三结点从一个横线到另一个横线互相跟着移动而达到海洋的封闭。随着上述转移过程的进展，在大洋封闭期间首先在海洋底上沉积的、基本上呈长条形分布在一个大陆边缘型活动边缘范围内的复理石沉积逐渐向上方过渡为磨拉石型沉积物——主要呈横向分布的磨拉石型沉积物，上面这种情况是已形成的大陆缝合线所特有的。因此，从复理石到磨拉石的垂直剖面表现了这样形成的转移的特点和随着地壳相撞而完成了的海洋的封闭。对于某些造山运动（如阿尔卑斯造山运动）中存在的复理石-磨拉石关系即可作出这样的解释。

5．陆内盆地

在全球构造学说中，这些位于大陆板块内部的盆地是最难以解释的，按照全球构造学说的观点，插入到大陆内山脉中的盆地是不被列入本类盆地的，像乌拉尔盆地就是这样，人们可以认为，后者是从大陆缝合线产生的。陆内盆地是沉积盆地的老的分类中的稳定的克拉通内盆地。盆地周围全部由非造山的陆地构成，这种陆地也形成了盆地的基底。这种盆地或多或少地呈圆形或长形，它们指出了：当地曾在长短不等的时期内有时发生了中等程度的坳陷，有时发生了强坳陷。

这种盆地中的某些盆地（更确切些说是那些长形的盆地）在构成稳定边缘盆地的特性

表现出来之前可能起源于一个没有发育成功的裂谷，或者起源于一个还未表现出来的裂谷。在这种情况下盆地的坳陷可能属于一种热坳陷。盆地的基底在所有的部位上都不应该类似于那些构成了盆地边缘的非造山期物质，至少在局部地段是由过渡壳构成的。不过，由于这个层壳被上覆的沉积物所掩盖，只有用地球物理学的方法或探测方法才能进行研究。这种类型的陆内盆地被称作陆下（infracontinental）盆地。它们可能是排成直线的，实际标出了未显露的裂谷的痕迹并且证明当时坳陷和裂谷彼此大致是同时发育的。但是人们没有能够提出大量的陆内盆地是大陆下部这样的盆地的证据，也就是说，没有提出热隆起和未成的裂谷是共生者的证据。

与此相反，这种解释不适合于那些在不同程度上为圆形的、基底到处由非造山期正常陆壳构成的、面积宽广并且确实是长期发展的盆地。这种盆地称为陆上（supracontinental）盆地。在全球构造观点中，为了阐明这种盆地的成因，可以认为：它们是在自己的移动过程中由于相当的岩石圈通过了一个软流圈隆起并引起了均衡补偿而造成的结果，但是这种解释仅仅对那些指示着暂时而且可逆的坳陷的盆地才能讲得通，像这样由于岩石圈通过软流圈顶部的隆起部分或凹陷部分而发生的机理可以解释大量的陆表沉积岩系所呈现出来的特性。但是，相反地，如果所探讨的盆地是一个面积广阔的陆上盆地而且指示着在漫长的地质时期中当地一直是坳陷的陆上盆地的话，我们就看不出是否能有另外的解释方法了。

各种分类之间的对比和全球构造的边界之间的一致性：海洋化作用的基本概念

a）按照全球构造说的观点划分出来的沉积盆地类型有一大部分都能不用怎么费力地和那些按照地槽概念的观点划分的盆地类型相对比，至少在后述分类中的大部分所谓活动盆地是如此。然而，在这两种分类之间并没有等同的术语。

因此，如果说，在某种分类中被称作稳定盆地或克拉通内盆地（它们在另一种分类中被称作大陆上盆地）在全球构造说中没有得到解释的话，可能还有一些盆地也没有得到解释，这就是一些未发育成功的裂谷或是裂谷的预兆者，也就是说，一些大陆下盆地。同样地，所谓地堑盆地乃是一些处在裂谷阶段的不活动边缘盆地和某些山间盆地的表现，它们和某些克拉通内的山脉一样，是由于不同程度的、比较复杂的裂谷挤压造成的，这种挤压也是由于两个大陆板块或两个板块的组成单元的碰撞而产生的。此外，朝着大西洋张开的三角形盆地，例如比斯开湾是明显地与这些盆地的开口有关的。

被认为是由于一个边缘盆地经受构造作用而形成的造山带中的优地槽系看来是和内部盆地中的沉积岩系、现代活动边缘的内部岛弧盆地中的沉积岩系以及那些被认为是由于这类活动边缘经受构造作用而生成的造山体系中的沉积岩系相当的。同样地，磨拉石盆地（这种盆地也被称为晚造山期盆地，因为它是在造山期发展过程的晚期形成的，该期中的地质现象主要是形成了起伏的地形）在造山运动的第一阶段和第二阶段中会一再地被看到，在造山运动第二阶段出现的磨拉石盆地被人们更确切地称为边缘盆地。另一方面，不活动边缘的沉积棱柱体似乎大体上和人们所知道的、所谓冒地槽范围的边缘盆地中的沉积杂岩相似，因此，当人们在一个造山带（例如在阿尔卑斯西部）中看到那些可能是由于活动边缘演化而生成的内部杂岩和那些可能是由于不活动边缘演化而生成的外部杂岩同时存在的现象时，就可以认为：这样的造山带是由于一个原来不活动的大陆边缘俯冲、活化而造成的结果（图151）。

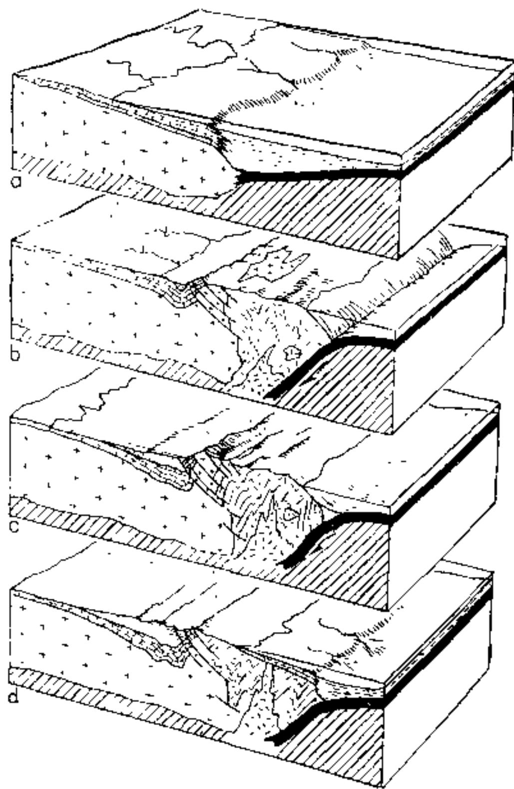


图 151 示意图指出：一个象美国东海岸那样的不活动边缘沉积盆地（a）是怎样由于俯冲而变得活动起来并发展成为象阿尔卑斯山西部那样的不对称造山带（d）的

在中断了不活动边缘（a）的沉积作用的俯冲发生期间，过去沉积下来的沉积物同时遭受构造作用并且在盆内带中有岩浆作用和变质作用发育。由于这个缘故，在该处形成了一个根部，后者补偿了形成地所需的物质，上述的凸起地形加入到原有的地理景观中，它们在受到侵蚀作用以后成了造山期后盆地中所沉积的陆源物质的供给源。当俯冲停止时，这样形成的造山带边缘会再一次变得不活动，在此阶段中，造山带边缘成了和初始阶段同样类型沉积物的沉积场所，在那里，沉积产物的类型是海进型的，它们不整合地覆盖在这个造山带的被削平的残留物上。一个这样的边缘会由于一次新的俯冲而再一次变得活动，在这样的情况下，新的俯冲会开创一个新的造山运动周期并再一次经历如上的变化

（据Dietz R. S. 和 Holden J. C. 1974）

b）与此相反，边缘盆地则并没有被解释清楚，这类盆地可以被认为是在开放海洋阶段中的不活动边缘类型的盆地，但是，按照全球构造学说的观点，它们是在大洋深处形成的——它们具有这种成因的特点，也就是说，它们是在一次洋底扩张中形成的。最近，学者们为了逐步开展深海碳氢化合物的研究而进行的观察工作指出，在过渡地壳的海底，甚至清楚地看到硅镁层，后者可能是由于大陆地块断裂和洋壳形成（由于洋底在洋中脊一带扩张）以外的原因形成的。

譬如，在安哥拉的外海（图152），刚果和加蓬的外海，白垩系上部岩盐的层位是延伸到大陆架以外的，甚至一直到大陆斜坡边缘和广海地带。着重地指出了与一个有规律的地层伴生的这个含盐层的岩盐层下部层面向西逐渐降低，而上部沉积岩系则由于岩体的大量滑动（这个岩盐层的出现有利于岩体的滑动）而变得高低不平。因此，那里由于大陆壳坳陷而形成了深海。

现经查明，在东非的外海和拉布拉多半岛的海中以及里海、黑海、地中海等地也构成了类似的海底地形，在那里，深的海水位于一个具有过渡性质的地壳上或者位于一个由于硅铝壳坳陷、转化而产生的硅镁层之上。例如，在地中海，现代主要的深海盆地都是在较近的时期内形成的，更确切地说，是在中新世中期以后形成的。此外，近些年来一直在进行着的海洋学和地球物理学的研究指出，这些深的地中海盆地乃是一些独立的、原已存在的构造单元。为了理解这些事实，曾经提出了多种的解释。一些解释认为，的确发生过大陆地块的分离。而与此相反，另一些解释则承认硅铝质基底的坳陷。一些这样的坳陷可能曾在Pélagonienne海发生，在那里，海底是由一些与利比亚及其延长部分出现的地层相类似的地层构成的。

最后，正规地沉积在浅海沉积物上的深海沉积物的例子是有很多的，这就明显地意味

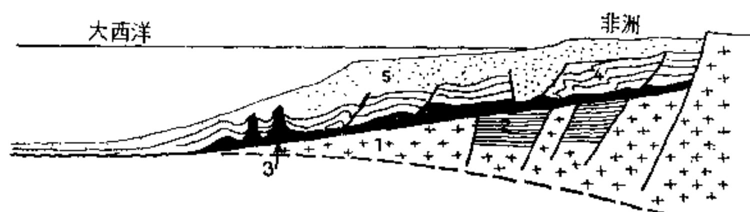


图 152 安哥拉的外海非洲陆表示意剖面图

1.大陆壳和前侏罗纪沉积物；2.侏罗纪和尼欧克姆阶地层；3.岩盐和阿普第阶的其它蒸发盐；4.上白垩纪和老第三纪地层；5.新第三纪地层。注意上白垩纪-老第三纪地层的变形和岩丘。洋底显然是由于原有的陆缘硅铝盖层坳陷而生成的

（据P. F. Burollet和R. S. Byramjee，1974）

着，除了大洋海底扩张以外，还有另外一种海底出现的过程。例如，在阿尔卑斯西部布里昂松中生代地层就属于这种情况，当前的研究工作指出，当时该地曾逐渐坳陷，一直到碳酸钙的补偿面，上述的坳陷从里阿斯统上部开始，然后在一个地区与古地中海的边缘合并，直到在那里形成了广阔的陆缘台地的一部分。

总之，某些边缘盆地的发育过程使我们承认：深海海底除了通过大陆地块的断裂和由于在中脊一带的洋底扩张而产生外，还能以另一种方式产生。后者主要是由于垂直运动而产生的，垂直运动除了产生深海海底以外，还能影响坳陷和造陆运动，并且，在它们发育的晚期，一部分造山运动区就会由于这些坳陷和造陆运动而被分割、崩塌。在这种情况下，人们就不再认为边缘盆地的克拉通外地壳是一个全新的、在深处形成的产物，而认为这是一种从陆壳向洋壳转化的阶段。这种演变可能是由于陆壳在它们自身下陷的同时被其下伏的地层消融，这种情况也可以说是大陆壳的海洋化。

结　论

如上述，区域古地理发展过程的重点和最后成果的评论——通过与主要的已知的古地理发展模式进行比较——是通过一系列步骤方法进行的。这些步骤由局部剖面的研究开始，用沉积岩石学的、岩相学的、生物地层学的和沉积环境的观点进行。在此之后，再确立由此取得的各种不同局部的综合资料之间的对比关系。上述对比关系的确立是用参考当今呈现给我们的地理面貌来重建地球古代面貌的方法完成的。这样，最后就得出了连续的综合的、一层一层的资料，这就叫作地层学，也就是地层学家对地史学所做的最大贡献。

第五篇的参考书目

ALLEGRE, C. J. et MATTAUER, M. — *Structure et dynamique de la lithosphère*. Hermann éditeur. Paris, 1972.

ARGYRIADIS, I. — Sur l'orogenese mésogéenne des temps crétacés. *Rev. Géo. Phy. Géol. Dyn.*, 1974, vol. XVI, fasc. 1.

AUBOUIN, J. — *Geosynclines*. Elsevier, Amsterdam, 1965.

AUBOUIN, J. *et al.* — Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Rev. Geo. Phy. et Géol. Dyn.*, 1973, vol. XV, fasc. 1-2.

BONIN, J., FRANCHETEAU, J. et LE PICHON, X. — *Plate tectonic*. Elsevier, 1974.

BOURBON, M., de GRACIANSKY, P. C., MEGARD GALI, J. et LEMOINE, M. — L'évolution paléogéographique du domaine brianconnais au Mésozoïque. *C.R.Ac.Sc.*, 1973, t. 277.

BURCK, C. A. et DRAKE, C. L. — *Geology of Continental Margins*. Springer Verlag. Berlin, 1974.

BUSSON, G. — Expression cartographique des résultats d'une étude stratigraphique. In Principes, methodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Thèse, Paris*, 1971.

COULOMB, J. — *L'expansion des fonds océaniques et la dérive des continents*. P.U.F., Paris, 1969.

DELFAUD, J. — Les grandes lignes de la stratigraphie et de la paléogéographie du Jurassique nord-aquitain. *Acta Soc. Lin.* Bordeaux, 1967.

DICKINSON, W. R. — Plate tectonics and sédimentation. Sp. pub. n° 22 de la *Soc. of Econ. Pal. and Min* 1974.

DIETZ, R. S. et HOLDEN, J. C. — Collapsing continental rises : actualistics concept of Geosynclines ; *a review. Sp. pub.* 1974 n° 19 *of the Soc. Econ. Pal. Min.*

DOTT, R. H. — *The Geosynclinal concept. id.*, 1974.

GRAU, G., MONTADERT, L. et SALLE, C. — *Geologie sous-marine. Encyclopedia Universalis*. 1968.

HERTIER et VILLEMIN. — La tectonique du Bassin de Paris. *Bul. B.R.G.M. sec. I*, 1971, n° 2-3.

HOFFMAN, P., DEWEY, J. F. et BERKE, K. — Aulacogens and their genetic relations to Geosynclines. *Sp. pub.*, 1974, n° 19 *of the Soc. Econ. Pal. Min.*

LEMOINE, M. — Eugeosynclinal Domains of the Alps and the Problem of Past Oceanic Areas. *Int. Geol. Congress*. Montreal, 1972.

MATTAUER, M. — *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Hermann, Paris, 1973.

PERRODON, A. — *Géologie du pétrole*. P.U.F., Paris, 1960.

PERRODON, A. — *Caractéristiques des principaux types de bassins sédimentaires*. Publication ELF, 1973.

ROUBAULT, M. — *La dérive des continents*. PUF, coll. Que Sais-je ? Paris, 1972.

SEIYA UYEDA. — Dérive des continents et tectonique des plaques. *La Recherche*, 1972, n° 25.

SITTLER, Cl. — Le fossé rhénan en Alsace. Aspect structural et histoire géologique. *Rev. Geo. Phy et Géol. Dyn.*, 1969, vol. XI, fasc. 5.

TARLING, D. H. et M. P. — *La dérive des continents Conceptions nouvelles*. Doin éd., Paris, 1973.

参考文献总目

AGER, V. A., *Principles of Paléoécology*. Mc. Graw Hill, New York, 1963.

AUBOUIN, J. — Stratigraphie, in *Précis de Géologie*. Dunod, Paris, 1967.

BATHURST, R. — *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 1975.

BAILY, B. — *Introduction à la pétrologie*. Masson, Paris, 1976.

CAROZZI, A. — *Pétrographie des roches sédimentaires*. Rouge, Lausanne, 1953.

COLLOQUE SUR LES MÉTHODES ET TENDANCES DE LA STRATIGRAPHIE. — B.R.G.M., mémoire, 1972, n° 77.

DUNBAR, C. O. et RODGERS, J. — *Principles of stratigraphy*. Wiley and Sons, New York, 1963.

GIGNOUX, M. — *Géologie stratigraphique*. Masson, Paris, 1960.

GILLULY, WATERS et WOODFORD. — *Principles of Geology*. Freeman and co, 1968.

KRUMBEIN, W. C. et SLOSS L. L. — *Stratigraphy and Sedimentation*. Freeman and Co, San Francisco, 1963.

LUCAS, G., CROS, P. et LANG., J. — *Etude microscopique des roches meubles et consolidees*. Doin, Paris, 1976.

LOMBARD, A. — *Géologie sédimentaire : les séries marines*. Masson, Paris, 1958.

PETTIJOHN, F. J. — *Sedimentary Rocks*. Harpers and Broth., New York, 1957.

POMEROL, C. — *Stratigraphie et Paléogéographie*. Doin, Paris, 1973-74.

REINECK, H. E. et SINGH, I. B. — *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag, Berlin, 1973.

ROGER, J. — *Paléontologie générale*. Masson, Paris, 1974.

ROUTHIER, P. — *Essai critique sur les méthodes de la géologie*. Masson, Paris, 1969.

SELLEY, R. C. — *An Introduction to Sedimentology*. Academic Press., Londres, 1976.

VATAN, A — *Manuel de sédimentologie*. Technip, Paris, 1967.